

<https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.01.095>
УДК 549.211

В.М. Квасниця, д-р геол.-мін. наук, проф., зав. відділу
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення ім. М.П. Семененка НАН України
03142, м. Київ, Україна, пр-т Акад. Палладіна, 34
E-mail: vmkvas@hotmail.com; <https://orcid.org/0000-0002-3692-7153>

ПОРІВНЯЛЬНИЙ АНАЛІЗ ДІАМАНТІВ ІЗ НЕКІМБЕРЛІТОВИХ ПОРІД СВІТУ І НЕОГЕНОВИХ ПІСКІВ УКРАЇНИ

Проаналізовано мінералогію діамантів із низки різних некімберлітових порід світу і зроблено їх порівняння з розсіпними діамантами з неогенових розсіпів України. Розглянуто діаманти з лампрофірів Канадського щита, з метакоматітів Гвіанського щита, схожих вулканокластичних порід Західно-Африканського щита і ультраметаморфічних порід Азійського, Європейського і Африканського континентів. Загалом українські розсіпні діаманти з неогенових пісків за багатьма мінералогічними ознаками є подібними до діамантів із лампрофірів і метакоматітів, які водночас мало чим відрізняються від діамантів із кімберлітів та лампроїтів. Особливістю українських розсіпних діамантів із неогенових пісків, окрім їхнього мікронного розміру ($\leq 0,5$ мм) є наявність серед них значної кількості кубів, забарвлених і безазотних кристалів, діамантів спектрального типу Ib і Iab та кристалів з оранжевою фотолюмінесценцією. Також для багатьох українських розсіпних діамантів характерний відносно високий вміст вуглеводнів (групи CH_2 , CH_3 та зв'язки $>\text{C}=\text{CH}_2$), OH-груп, груп $\text{C}=\text{O}$, N-H, CO_2 , NO_2 , що є свідченням збагачення мінералоутворювального середовища легкими компонентами. Утворення діамантів із лампрофірів і метакоматітів, як і з кімберлітів і лампроїтів, відбувалось в умовах високої температури і тиску у мантії. Спільним для цих відносно недавно відкритих діамантоносних порід — лампрофірів і метакоматітів є те, що вони розвинуті на окраїнах архейських кратонних структур, мають давній вік (2,7 і 1,83 млрд рр. — лампрофіри, 2,2 млрд рр. — метакоматіти), значно метаморфізовані, збагачені уламками порід різного походження, містять рідкісні ксенозерна мантіїних мінералів, які належать до діамантоносних перидотитових і еклогітових асоціацій, а самі діаманти досить часто є мікрокристалами, серед яких багато забарвлених кристалів і відчутна роль кубів. Основна відмінність між діамантами з лампрофірів і метакоматітів стосується розмаїття їхнього ізотопного складу вуглецю та їхньої термальної історії в мантії, що виражено контрастними значеннями $\delta^{13}\text{C}$ ‰ і неоднаковим вмістом домішок азоту в діамантах та різним ступенем його агрегації. На відміну від діамантоносних лампрофірів і метакоматітів, діамантоносні ультраметаморфічні породи мають переважно палеозойсько-мезозойський вік (531—92 млн рр.) і займають тектонічне положення на конвергентних границях плит. За низкою ознак діаманти з ультраметаморфічних порід різняться від діамантів із лампрофірів і метакоматітів, а також від українських розсіпних діамантів із неогенових пісків.

Ключові слова: некімберлітові діаманти, українські розсіпні діаманти, лампрофіри, метакоматіти, ультраметаморфічні породи, неогенові розсіпи.

Цитування: Квасниця В.М. Порівняльний аналіз діамантів із некімберлітових порід світу і неогенових пісків України. *Мінерал. журн.* 2023. 45, № 1. С. 95—109. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.45.01.095>

© Видавець ВД «Академперіодика» НАН України, 2023. Стаття опублікована на умовах відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

Вступ. Нині здобуття знань про діамант тісно пов'язано з двома народженими в другій половині ХХ століття революціями в геологічних науках — концепцією глобальної плитової тектоніки і концепцією впливу метеоритного бомбардування на еволюцію Землі. Згідно з першою концепцією, мабуть винятково як специфічного земного процесу, набирається все більше фактів, що діаманти з різних мантійних порід мають субдукційне походження. Друга "космічна" концепція — це універсальність утворення вибухових кратерів унаслідок падіння метеоритів на твердих планетах і супроводжувальний ударний метаморфізм порід цих планет, який призвів на Землі до унікального утворення незвичних діамантів — імпактних апографітових і аповугільних кристалів. Опираючись на ці концепції, за останні десятиліття фахівці досягли певних успіхів у вивченні мінералогії діаманту й у розкритті його кристалогенезису.

Ще одна сьогочасна важлива подія у пізнанні природи діаманту — багаторічна теорія походження мантійного діаманту лише з кімберлітів остаточно втратила свій більш ніж сторічний консерватизм, оскільки відкриття нових проявів діаманту в різних породах звели кімберліти до рівня одного з багатьох корінних джерел цього мінералу, перелік яких суттєво зріс. З'ясовано, що діамант є мінералом полігенним, тобто має різне походження, насамперед стосовно материнського середовища кристалізації і, відповідно, діамант із генетично різних джерел має свої особливості — типоморфні ознаки та певні парагенетичні асоціації. Найконтрастнішими є відмінності між діамантами мантійних порід і метеоритних кратерів, тоді як діаманти з різних мантійних порід мають багато подібних ознак. Однак знання про полігенез діамантів і типоморфізм їх кристалів поки що належно не систематизовано, тому частіше у дослідженнях нам доводиться оперувати здебільшого на рівні фактів.

Число достовірно відомих корінних діамантоносних порід досягло нині двох десятків. Серед них є різні за генезисом породи — вивержені (кімберліти, лампроїти, лампрофіри, пікріти, меймечити, лужно-базальтові породи, долерити), плутонічні (перидотити, піроксеніти), регіонально метаморфічні

і ударнометаморфічні [16, 18, 19]. У цьому переліку особливе місце займають діамантоносні метакоматіти [4, 7] і лампрофіри [5, 9, 10, 12, 25, 26]. Також опубліковано багато робіт про діаманти з перидотитів-хромітитів офіолітових поясів і з вивержень сучасних вулканів [15]. Оскільки діаманти з цих порід, на відміну від діамантів із кімберлітів, лампроїтів, лампрофірів і ультраметаморфічних порід, є досить специфічними за морфологією та мінеральними включеннями і подібними до штучних діамантів, то їхнє природне походження все ж піддається сумніву. Ці нові дані з мінералогії діаманту потрібно враховувати для вирішення проблеми геолого-генетичного типу українських розсипних діамантів.

В Україні давно відомі знахідки розсипного мантійного діаманту й імпактного діаманту в метеоритних кратерах і розсипах. Упродовж майже 70 років зусиль не досягнуто успіху у відкритті корінних джерел мантійного діаманту. Одна з головних причин такої ситуації полягає в тому, що не зовсім з'ясована природа знайдених діамантів. Також не виявлено істинне співвідношення та ступінь спорідненості знахідок діамантів і так званих їхніх мінералів-супутників. Ці два об'єкти в розсипах України є парагенетичними чи парастеричними асоціаціями? Висновки результатів досліджень стосовно походження цих виявлених на Українському щиті (УЩ) мінералів — щодо природи діамантів та їхніх мінералів-супутників — є неоднозначними. Тоді як картина у з'ясуванні природи імпактних діамантів із метеоритних кратерів і розсипів України цілком зрозуміла. Вони є апографітовими кристалами і мають певний набір типоморфних ознак, які свідчать про їх ударнометаморфічне утворення.

Мета роботи — порівняти українські розсипні діаманти з діамантами із порід незвичного геолого-генетичного типу для визначення чи уточнення їхньої природи та їхніх корінних джерел. Найбільша увага в цій оглядовій статті прикута до характеристики діамантів із лампрофірів, метакоматітів та ультраметаморфічних порід як відносно нових корінних джерел діаманту. Діаманти з цих порід проаналізовано за такими основними індикаторними ознаками як розмір і морфо-

логія кристалів, ізотопний склад вуглецю, вміст і стан домішок азоту, належність кристалів до певного спектрального типу фізичної класифікації та набір мінеральних і флюїдних включень.

У статті не розглядаються діаманти з таких некімберлітових діамантоносних порід як офіоліти та з вивержень сучасних вулканів [15], оскільки вони контрастно відрізняються від українських розсипних діамантів. Хоча вони можуть стати об'єктами подальшого огляду, адже подібні діаманти траплялись під час пошукових робіт в корінних і теригенних породах УЩ. Для цього необхідно детально вивчити знахідки таких діамантів.

Діаманти лампрофірів. Діамантоносні лампрофіри відомі з 1994—1996 рр., коли вони були виявлені на Канадському щиті в провінціях Нунавут, північному Онтаріо і північному Квебеку [5, 9, 10, 12, 25, 26]. За складом і віком це дещо різні ультраосновні і основні породи, проявлені в межах складчастих поясів навколо щита. Найкраще вивченими є діаманти рудопроявів Вава, Онтаріо (*Wawa, Ontario*) і Аклуйлак, Нунавут (*Akluilak, Nunavut*) [9, 12, 25]. Ці діаманти з докембрійських порід, тоді як в Узбекистані у 1990-х рр. були відкриті діамантоносні фанерозойські шошоніти-абсарокіти-пикрити, трубка Карашохо [17].

Діаманти рудопроявів Вава. Рудопрояви представлені вулканокластичними породами (поліміктовими брекчіями) і дайками вапняно-лужних лампрофірів у області Вава на південно-західній окраїні кратона Сьюперіор (*Superior*), на стику із зеленокам'яним поясом Мічіпікотен (*Michipicoten*). Вік порід архейський — 2,7 млрд рр., вони є метавулканічними — зазнали метаморфізму зеленосланцевої фації. Канадські дослідники віднесли діамантоносні породи до шошонітових лампрофірів. У декількох рудопроявах — вулканокластичних брекчіях і дайках цієї області виявлені різні діаманти [12, 25], останні є біднішими на вміст діамантів. У двох рудопроявах Генезис і Кристал більшість видобутих (понад 95 %) із них діамантів є мікрокристалами <0,5 мм. У західному рудопрояві Генезис знайдено морфологічно різноманітні мікродіаманти, однак серед них домінують кубики [25]. Розмір діамантів 0,3—1,7 мм, 12 %

кристалів є більшими за 0,3 мм і трохи більше 2 % — за 0,425 мм. Ізотопний склад вуглецю кристалів: $\delta^{13}\text{C}$ від $-5,15$ до $-3,37$ ‰. Спектральні типи кристалів — IaA, IaB і II, переважають кристали типу IaA (95 %) з вмістом азоту до 600 ppm. Кристали мають низький ступінь агрегації азоту. Тоді як діаманти зі східного рудопрояву Кристал є октаедрами і додекаедроїдами (відстань між рудопроявами Генезис і Кристал приблизно 2 км). Розмір діамантів від 0,3 до 3,0 мм, 8 % кристалів мають розмір більше за 0,3 мм і 2,4 % перевищують 0,425 мм. Ізотопний склад вуглецю кристалів: $\delta^{13}\text{C}$ від $-5,50$ до $-1,20$ ‰. Вони належать до спектральних типів IaA — 16 %, IaAB — 59, IaB — 5 і II — 19 %, з низьким вмістом азоту до 170 ppm, іноді 560 ppm і відносно високим ступенем агрегації азоту. У діамантах цього рудопрояву виявлені включення мінералів гарцбургітової асоціації (олівін, ортопіроксен, хроміт). Перелік вивчених мінералів-включень: олівін (середнє значення Fo-92,5), енстатит (En-93,9 і 94,6), хромдіопсид (Mg-89,8), піроп (більшість включень з мейджоритовим компонентом), Mg-хроміт і епігенетичний Fe-хроміт. Всі дані вивчення діамантів східного рудопрояву є свідченням їхнього кратонного походження.

Інші діаманти знайдені у дайці східно-південніше рудопрояву Кристал із ідентичної вулканокластичної лампрофірової брекчії того ж архейського віку (2,68—2,74 млрд рр.). Дайка має також західно-північне простягання, як і дайка рудопрояву Кристал, відстань між рудопроявами приблизно 3,5—4 км. Вивчено 80 кристалів діаманту [12] з локалітів E-1 і E-2 (*Engagement* зона) розміром здебільшого понад 0,5 мм, менше поширені кристали розміром 0,1—0,5 мм. Серед діамантів переважають октаедри (26 %) та їх агрегати (44 %), трапляються кубооктаедри і куби, їх агрегати та багато пошкоджених кристалів. Особливістю цих діамантів є домінування червоно-оранжевої катодолімінесценції (КЛ) вивчених кристалів (46 %) — чітка лінія в спектрі КЛ за 575,5 нм, разом із широкими лініями в червоній області спектра між 586 і 664 нм, а також жовта (28 %), оранжево-зелена (10) і зелена (6 %) КЛ. Інфрачервона спектроскопія вказує, що вивчені кристали містять азот і водень, більшість із

них мають низький (менше 300 ppm) вміст азоту. Хоча вміст азоту у деяких кристалах досягає 740 атомних частин на мільйон, середній вміст азоту — 111 ppm. Спектральні типи кристалів — IaA, IaAB, IaB і II, переважають кристали типу IaAB (49 %), типу IIa (34) і типу IaA (17 %). Агрегаційний стан азоту в кристалах різний, від незначного до високого, що свідчить про різні температурно-часові історії цих кристалів. Ізотопний склад вуглецю $\delta^{13}\text{C}$ для 61 кристала від $-5,3$ до $-0,74$ ‰ і тільки один кристал $-26,2$ ‰ (середнє значення $-3,0$ ‰) [11]. Ізотопний склад азоту $\delta^{15}\text{N}$ для 10 алмазів від $+0,7$ до $+14,7$ ‰, тоді як три алмази мають негативні значення $-17,6$, $-4,2$ і $-1,7$ ‰ (середнє значення 2, моди — 9 і 1 ‰). Досить незвичайним є набір мінеральних включень у діамантах. Вони представлені мінералами перидотитової (олівін, ортопіроксен), еклогітової (клінопіроксен) і змішаної перидотито-еклогітової (олівін + клінопіроксен і олівін + ортопіроксен + клінопіроксен) асоціацій. Перелік мінералів-включень такий: олівін (Fo-92 і Fo-89), ортопіроксен (En-93), клінопіроксен, біотит, хлорит, альбіт, анортит, калішпат, апатит, пентландит. Для пояснення цього незвичайного поєднання мінеральних включень і особливостей цих діамантів загалом у роботі [11] запропоновано дві версії їхнього походження: діаманти утворились у зоні субдукції і як альтернатива, вони виростили в мантії кратону. Однак, ні орогенна (субдукційна), ні континентальна (кратонна) версії повністю не пояснюють усі виявлені ознаки діамантів і вмісних порід.

Діаманти рудопрояву Аклуїлак. Виявлені у декількох дайках вапняно-лужних лампрофірів, які прорвали архейські породи зеленокам'яного поясу Озеро Гібсон — Маккуоїд (Gibson-MacQuoid Lake) на Канадському щиті (північно-західне узбережжя Гудзонової затоки, Нунавут). Вік лампрофірів становить 1,832—1,850 млрд рр. [9, 10]. Визначена порода дайок — метаморфізована мінетта. Субвертикальні дайки мають ширину 1—3 м, у роздувах до 4—8 м та довжину 0,3—15 км з неоднорідним вмістом діамантів — від мінімального до дуже високого. В породі є багато овальних ксенолітів метаморфічних і магматичних порід, трапляються мінерали-су-

путники діаманту — олівін, хромдіоксид, піроп, пікроільменіт. Загалом вміст дрібного діаманту (<0,5 мм), переважно жовто-зеленого і жовто-коричневого кольору, місцями ураганний (від 7 до 12 карат на тонну породи, зокрема — до 2—3 карат кристалів діаманту розміром більше 1 мм). За формою серед кристалів діаманту переважають куби, кубоїди, тетрагексаедроїди, додекаедроїди, комбінаційні форми, рідше октаедри. Вміст домішок азоту в кристалах до 9300 ppm (середнє значення ~ 3750 ppm), переважає спектральний тип кристалів Ib—IaA. Ізотопний склад вуглецю кристалів алмазу від $-12,0$ до $-3,6$ ‰ $\delta^{13}\text{C}$ (середнє значення близько $-7,5$ ‰) [9]. Ізотопний склад домішок азоту в кристалах від $+2,7$ до $+12,9$ ‰ $\delta^{15}\text{N}$ (середнє значення близько $+8,6$ ‰). В інфрачервоних спектрах багатьох кристалів діаманту проявлені дуже інтенсивні смуги зв'язків $>\text{C}=\text{CH}_2$ (3107 і 1405 cm^{-1}). Деякі кристали містять мікровключення води (лінії 1630 і 3420 cm^{-1}). Вважають, що діаманти з дайок мінетт рудопрояву Аклуїлак мають субдукційне походження. Висока концентрація неагрегованого азоту і позитивне значення $\delta^{15}\text{N}$ дають змогу припустити, що діаманти утворились у субдукованих породах у мантії, перш ніж були відібрані магмою мінетти 1,8 млрд рр. тому. Прогнозують, що навіть за низької температури у мантії ~ 900 °C ці діаманти не могли там перебувати понад 1 млн рр.

Діаманти рудопрояву Карашохо. Діамантоносна трубка Карашохо знаходиться в горах Букантау (пустеля Кизилкум), в Узбекистані [17]. Це подовжене, подвійне, субвертикальне тіло з приблизними розмірами на поверхні 530×65 — 155 м ($\sim 45\,600$ м²). Його північна частина складена виверженими брекчіями і шошонітами, а південна — слюдистими шошоніт-абсарокіт-пікритовими породами і шонкінітами. Трубка розташована у межах південної Тянь-Шаньської герцинської складчастої системи, Rb-Sr ізохронний вік порід трубки становить 353 ± 13 млн рр. За петрографічним, мінералогічним і хімічним складом породи Карашохо належать до лужної шошоніт-абсарокіт-пікритової серії, однак вони відрізняються від звичайних шошонітів і абсарокітів високим магнезіальним індексом породоутворювальних мі-

нералів і наявністю деяких високобаричних мінеральних фаз (діамант, хромова шпінель, зокрема її високохромовий різновид і манганюльменіт), а також ультраосновних фрагментів, включаючи слюдисті гранатові перидотитові породи, унікальними є муассанітовмісні діамантоносні олівін-піроксенові включення в шошоніті та абсарокіті. Вміст діаманту в породах трубки оцінено в діапазоні 0,1—5 карат на сотню тонн породи, із середнім показником для різних різновидів породи в межах 0,87—2,55 карат. Найвищий вміст діаманту виявлено в еруптивних брекчіях першої генерації та шошоніт-абсарокітових породах. За даними [17], розмір діамантів від 0,1 до 3,5 мм, більшість із них у діаметрі менше 0,5 мм, однак значна частина є уламками і пошкодженими кристалами. Ізотопний склад вуглецю чотирьох діамантів від $-7,60$ до $-6,81$ ‰ $\delta^{13}\text{C}$, один кристал має $-13,81$ ‰ $\delta^{13}\text{C}$.

Авторові пощастило вивчати діаманти з цієї трубки — 25 кристалів розміром 0,5—1,0 мм, надані О.В. Головка. Габітус кристалів: октаедричний, перехідний $\{111\} + \{110\}$ і ромбододекаедричний. Фотолюмінесценція вивчених кристалів дає уявлення про їхні азотні центри: $N3$ (415 нм), $N3$ та $N4$ (широка смуга 520 нм), $S1$ (широка смуга 540 нм) та 575 нм (широка смуга 600 нм). Домінує центр $N3$ як за частотою проявів, так і за інтенсивністю. Оскільки центр $N3$ часто проявляється в діамантах з одним із основних азотних центрів B , можна припустити, що більшість вивчених алмазів належать до IaB або до $IaA + IaAB$ спектрального типу, що підтверджено даними інфрачервоних спектрів кристалів. Вони представлені підтипами IaA і IaB та типом IIa , останні два домінують. Це свідчить про відносно зрілу еволюцію азотних центрів у кристалах і про відносно тривалий час їхнього перебування в умовах мантії. Вміст домішок азоту в кристалах порівняно значний — від 358 до 1900 ppm, A -центр — від 358 до 1200 ppm, B -центр — від 46 до 1008 ppm, $B2$ центр ("пластинки") — від 0,42 до 1,93 cm^{-1} і показник агрегації азоту % B — від 10 до 55. Більшості ІЧ-спектрів характерна присутність слабких смуг 3107 cm^{-1} (зв'язки $>\text{C}=\text{CH}_2$), смуг $2840\text{--}2970 \text{ cm}^{-1}$ (групи CH_2 , CH_3)

та широких смуг у діапазоні $3100\text{--}3700 \text{ cm}^{-1}$, які можуть бути пов'язані з коливанням ОН-груп (мікрровключення води). Смути 3107 cm^{-1} мають інтенсивність до $0,55 \text{ cm}^{-1}$. Всі ІЧ-спектри безазотних кристалів містять смуги поглинання CO_3 ($1400\text{--}1470 \text{ cm}^{-1}$), які можуть належати кальциту, для одного кристала це припущення підтверджено раманівськими дослідженнями. Частота головної раманівської лінії вивчених кристалів знаходиться в межах $1330,0\text{--}1331,1 \text{ cm}^{-1}$, що свідчить про деяке порушення досконалості їхньої структури. За частотою мінеральних включень у раманівських спектрах можна припустити наявність у діамантах не тільки карбонату, а й слюди (?).

Таким чином, трубка Карашохо — незвичайний прояв діамантів, розташований у фанерозойській складчастій системі, яка не пов'язана ні з кімберлітовим, ні з ультраосновним лампроїтовим магматизмом. Судячи з особливостей структурної домішки азоту в діамантах трубки Карашохо, вони утворились у стабільних умовах високого тиску з тривалим періодом перебування за високої температури у мантії. Це діаманти з середнім вмістом азоту і "пластинок" та помірним рівнем агрегації азоту, як властиво більшості діамантів із кімберлітів.

Діаманти метакоматітів. Діамантоносні метакоматіти виявлені в протерозойському транс-амазонському зеленокам'яному орогені Парамака (*Paramaca* — *Paramecia*) Гвіанського щита (Південна Америка) на території Французької Гвіани і, можливо, Суринаму [4, 7, 8, 20, 21, 23]. Тут відомий потужний прояв діамантоносних метакоматітів — у зеленокам'яному поясі Ініні (*Inini*) у південній частині Французької Гвіани (родовище Дачин — *Dachine*) і прогнозують такі ж діамантоносні породи у зеленокам'яному поясі Маровейне (*Marowijne*) в Суринамі, де давно відомі знахідки алювіальних діамантів. Серія порід орогену Парамака (~2,11—2,25 млрд рр.) складається переважно з metabазальтів і кислих гнейсів, що лежать на них, отриманих із вулканічних відкладів, а також із дацитових і ріолітових туфів і лав. Ультраосновна товща Дачин цієї серії зазнала інтенсивного метаморфізму до талькового сланцю зі збереженою вулканокластичною текстурою, що

вказує на наявність пірокластичних відкладів. У родовищі Дачин діаманти знайдено у гігантському ультраосновному вулканокластичному тілі (довжина 5 км за ширини 350—1100 м), що складається з хлорит-карбонаталькових сланців і флогопіт-талькових сланців із коматітовою геохімічною спорідненістю та поблизу родовища в елювіальних і алювіальних відкладах. Це корінне джерело діамантів також інтерпретують як метаморфізовану коматітову брекчію. Суринамські материнські породи діамантів можуть бути подібними до діамантоносних коматітових вулканокластичних порід родовища Дачин.

Також подібний геолого-генетичний тип родовищ діамантів знаходиться в Західній Африці, в Гані — родовища рудного поля Акватія (*Akwatia*), у межах протерозойського зеленокам'яного поясу Бірім (*Birim*). Діаманти Акватії поширені у синеруптивних вулканокластичних метатурбідитах, філітах і граваках (2,185—2,155 млрд рр.), що нагадують за хімічним складом коматіти, де алмази знайдені в актиноліт-тремолоітових сланцевих породах [6]. Протилежна версія щодо цих африканських діамантоносних порід — вони є метакімберлітами. Вважають, що до дрейфу континентів Західно-Африканський і Гвінейський кратони мали спільну історію розвитку — до відокремлення Північної та Південної Америки від Євразії й Африки. Тобто діамантові родовища Дачин і Акватія мають майже однаковий вік і тектонічне положення, вулканокластичну текстуру та літологію порід. Проте діаманти з родовищ цих кратонів різні, зокрема й за розмірами: в субекономічному родовищі Дачин переважають мікророзміри кристали (до 0,5 мм, хоча часто трапляються кристали більше 1 мм і знайдено один кристал розміром 4,6 мм), а в експлуатованих родовищах Акватії переважають макрокристали (0,5—4 мм).

Діаманти родовища Дачин. Точна родовна палеопротерозойських діамантоносних порід родовища дискусійна. За хімічним складом — набором їхніх основних елементів і мікроелементів — це метаморфізований коматіт. Однак вивчення хроміту з цих порід вказує, що вихідною породою міг бути пікритовий шошоніт. Ця версія походить також із порівняння порід родовища

Дачин з шошонітами — діамантоносними архейськими лампрофірами рудопроявів Вава в Канаді. За даними [23], діаманти були винесені на поверхню незвичайною ультраосновною екструзивною магмою, спорідненою до бонініту або коматіту в дуговій геологічній обстановці, віком ~2,2 млрд рр.

Сланці родовища Дачин містять надзвичайно високу кількість діамантів (до 77 кристалів на кілограм породи), це в основному мікродіаманти розміром від 0,2 до 0,3 мм і тільки 7 % кристалів є більшими за 0,5 мм у найбільшому діаметрі. Іншими мікророзмірними ксенокристаломантийного походження у талькових сланцях є субкальцієвий перидотитовий гранат G10, лерцолітовий і еклогітовий гранат і хроміт. Морфологія діамантів різноманітна [20] — серед цілих кристалів багато октаєдрів та їх агрегатів (33 і 17 % відповідно), кубооктаєдрів (18), кубів (15), тетрагексаєдроїдів (16), попадаються додекаєдроїди, а серед фрагментів кристалів найбільше — кубів (38) і октаєдрів (26 %). Мікротопографія граней різних простих форм звичайна, така ж, як і на кристалах діамантів із кімберлітів і лампроїтів. Діаманти мають переважно дуже легкі значення $\delta^{13}\text{C}$ (часто від -30 до -20 і навіть $-36,07$ ‰) [8, 23], але трапляються кристали з важким вуглецем, як, наприклад, $-8,1$ $\delta^{13}\text{C}$ чи навіть $-0,6$ $\delta^{13}\text{C}$ і $+0,08$ ‰ $\delta^{13}\text{C}$. Вміст домішок азоту в кристалах незначний — до 53 ppm, зрідка до 110, більша частина вивчених діамантів малоазотна — до 16 ppm. Спектральні типи кристалів Ib—IaA і II, тобто домішки азоту в кристалах мають низький агрегатний стан. Ізотопний склад домішок азоту більшості кристалів становить від $+2,5$ до $+9$ $\delta^{15}\text{N}$. Ізотопний склад вуглецю і азоту діамантів родовища Дачин узгоджується з осадовим джерелом вуглецю, водночас більшість алмазів мають середні значення $\delta^{13}\text{C}$ -25 ‰ і значення $\delta^{15}\text{N}$ $+4$ ‰. Імовірно, первинний вуглець був відкладений на ранньому протерозойському морському дні. Сульфідні включення діамантів (піротин, пентландит і халькопірит) мають низький вміст Ni і Cr, вони за складом є зіставними до літосферних сульфідних включень еклогітового типу. Еклогітовими є також включення у діамантах гранату й клінопіроксену, одне гранатове вклю-

чення має мейджоритовий компонент. Діаманти родовища Дачин мають субдукційне походження, сягаючи глибини 200—250 км, і еклогітове середовище кристалізації. Процес діамантоутворення й ексгумації з поверхні розділу плита — мантія відбувався в палеопротерозойській зоні субдукції й у дуже обмежений проміжок часу, ймовірно, менше мільйона років.

Діаманти рудопрояву в гірській області Нассау, пояс Маровейне, Суринам. Детально вивчені алювіальні діаманти (13 кристалів) із гірської області Нассау (*Nassau Mountains*) відрізняються від дачинських діамантів [21]. Вони є макрокристалом розміром 1,8—8 мм, за габітусом — октаедрами, октаедр-додекаедроїдами та додекаедроїдами, з вмістом азоту від 40—340 ppm, представлені переважно спектральними типами IaAB, менше IaA і II, у двох кристалах виявлено по включенню форстериту і енстатиту. Агрегаційний стан азоту в більшості діамантів (тип IaAB) означає, що вони зазнали високої температури та/або довшого часу перебування в мантії за менше поширені кристали типу IaA. Наявність мінеральних включень енстатиту і форстериту вказує на перидотитове мантійне середовище їх кристалізації. Інші індикаторні мантійні мінерали в алювії не виявлені.

Діаманти родовищ рудного поля Аквація. Родовища займають велику площу в 18 км², протяжністю 32 км, вміст діамантів 0,7 карат на 1 м³ породи [6]. Діаманти з цих родовищ є переважно округлими кристалами (додекаедроїди і тетрагексаедроїди — 45 %), октаедрами — 18 %, кубами й іншими багатогранниками. Мінеральні включення діамантів належать до перидотитової асоціації. Індикаторні мінерали кімберлітів у алювії, делювії і рудних тілах не знайдені.

Діаманти ультраметаморфічних порід. Так звані метаморфічні діаманти відкриті на декількох континентах у породах земної кори, які зазнали субдукції на мантійні глибини і, відповідно, певних перетворень за високих значень тиску і температури й подальшої ексгумації на поверхню. Віковий інтервал цих ультраметаморфічних порід широкий — переважно палеозойсько-мезозойсько-кайнозойський. Загалом найбільші кристали метаморфічного діаманту, які знайдено в

кристалічній породі, часто не перевищують 0,1 мм (найчастіше 0,005—0,05 мм) та іноді — 0,5 мм в алювіальних відкладах поблизу його корінних проявів. Уперше новий тип діамантоносних некімберлітових порід із мікродіамантами було відкрито у Кокчетавському масиві Казахстану. Мікродіаманти були виявлені тут у породах древнього метаморфічного комплексу і різновікових розсипах [1, 3, 13, 24]. Пізніше подібні мікрочастинки діаманту знайдено в ультраметаморфічних породах гірського масиву Дабешань у Центральному Китаї, острова Фьортофт у Північній Норвегії, масиву Ерцгебірге у Німеччині, Богемському масиві у Чехії, в ультраметаморфічних породах Родоп у Греції, Західних Альп в Італії і Східних Альп у Словенії [13]. За останні 10 років число нових локалітетів діамантоносних ультраметаморфічних порід ще збільшилось за рахунок відкриття в Алжирі, Іспанії, Франції, Західній Гренландії, Швеції, Норвегії, у Богемському масиві в Європі, Болгарії, Китаї та Японії [14].

Ці ультраметаморфічні породи та їхні масиви відомі у іноземній західній літературі під назвою *ultrahigh-pressure metamorphic terranes (UHPM)* — метаморфічні комплекси надвисокого тиску. Вони включені в орогенні пояси, які утворились у місцях зіткнення тектонічних плит океанічної чи континентальної кори внаслідок їхньої колізії та субдукції у мантію і подальшого підняття у кору. Майже всі відомі метаморфічні пояси, що містять діамант, виникли в межах конвергентних плит у палеозойсько-мезозойському часі (531—92 млн рр.), за винятком діамантоносного террейну в Західних Альпах, який утворився під час альпійського орогенезу (35 млн рр.). Ще один виняток — це діамантоносні докембрійські ультраметаморфічні породи (1800 млн рр.) у Західній Гренландії. У дещо ширшу вікову (протерозойсько-палеозойсько-мезозойсько-кайнозойську) категорію потрапляють поширеніші у різних місцях світу аналогічні за природою метаморфічні комплекси надвисокого тиску, які містять коесит [13]. Класичні діамантоносні террейни *UHPM* звичайно складаються з метаосадових порід із включеннями шарів або лінз еклогіту та гранатового перидотиту як мантійного, так і корового походження.

Мікродіаманти поширеніші в межах метасадових порід, ніж у еклогітах і гранатових перидотитах. Імовірно тому, що вихідні осадові породи були багаті на органічний вуглець та інші компоненти як джерело вуглецю і рідких фаз для утворення діамантів.

Метаморфічні діаманти мають набір характерних ознак, які не властиві літосферним діамантам із інших корінних джерел (кімберлітів, лампроїтів, лампрофірів, метакоматітів), зокрема, й надглибинним нижньомантійним діамантам. Головне, вони є мікронними за розміром, численними у певних породах і морфологічно дуже різноманітними (часто ксеноморфними і скелетними) на відміну, наприклад, від діамантів із кімберлітів чи лампроїтів, зокрема залежно від літології первинних порід. Окрім того, вони містять специфічні тверді включення (переважно оксиди SiO_2 , TiO_2 , Fe_xO_y , Cr_2O_3 і Th_xO_y , карбонати MgCO_3 і CaCO_3) та багато слабо агрегованих домішок азоту (хоча вміст азоту в кристалах мінливий, але часто значний і досягає 11150 ppm). За ступенем агрегації азоту мікродіаманти належать до змішаного типу *Ib*—*IaA*, що відображає їх відповідно короткий час перебування в зоні глибокої субдукції, можливо не довше 10 млн рр. Ізотопний склад метаморфічних діамантів знаходиться в межах від $-5,0$ до $-27,0$ ‰ $\delta^{13}\text{C}$ з переважанням легшого вуглецю. Найвивченішими є метаморфічні діаманти Кокчетавського масиву в Казахстані, їхній вміст у деяких породах цього масиву дуже високий, оскільки вони були захищені від графітизації чи окиснення під час ретроградного метаморфізму порід кристалами гранату і циркону.

Існує багато гіпотез про утворення кристалів метаморфічного діаманту, зокрема їхнього метастабільного росту. Імовірною вважається гіпотеза їхнього субдукційного походження у мантиї за досить високих значень *PT*-параметрів, вона є найреалістичнішою та найменш суперечливою [13]. Мікродіаманти виростили за *P* 6—9 ГПа і *T* 900—1100 °С (відповідає глибині ~190—280 км) із вуглецю первинного біогенного походження, який розчиняється у надкритичному флюїді складу С-О-Н, що циркулює між субдуктивною плитою й мантийним клином оточення. Тобто

кристалізація метаморфічних мікродіамантів відбувається з надкритичного флюїду / розплаву за високих значень *PT*. Це базується також на прямих спостереженнях флюїдних включень у діамантах. Формування мікродіамантів могло відбуватись протягом двох стадій. Перша характеризується кристалізацією діамантів із "важкого" вуглецю, а діаманти другої стадії характеризуються "легшим" вуглецем; що може бути пов'язано із більш редуційними умовами флюїду на першій стадії, ніж на другій. Отже, разом із численними оксидними і карбонатними включеннями у діамантах формується підґрунтя концепції кристалізації мікродіамантів із флюїду С-О-Н, збагаченого на різні метали. Елементний склад діамантоутворювального флюїду визначений місцевою літологією як із боку субдуктованої континентальної плити, так і з мантийного клину. Про це свідчить набір у флюїдах як літофільних елементів, так і основних металів. Сліди первинно збагачених благородних газів He та Ne, що збереглись у кокчетавських мікродіамантах, підтвердили, що субдуктивна континентальна плита взаємодіяла з глибокою мантиєю.

Українські розсипні діаманти. Знайдені діаманти у різних за віком розсипах у межах УЩ мають специфічні ознаки [2]. Білорозвицькі діаманти з нижньопротерозойських метапорід (північна частина УЩ) найподібніші до діаманту з кімберлітів і лампроїтів за морфологією кристалів, вмістом і станом домішок азоту. Діаманти з неогенових (полтавських) відкладів (центральна і південно-східна частина УЩ) характеризуються низкою специфічних ознак (малий розмір, співвідношення основних габітусних форм мікрорисунків діаманту — часто переважно кубічна форма кристалів, підвищений вміст забарвлених — бурих, фіолетових, коричневих, жовтих, сірих, зелених та ін., "легкий" склад вуглецю для багатьох кристалів, незвичайні набір і співвідношення домішкових і структурних дефектів для більшості мікрорисунків діаманту), які не дають можливість повністю ототожнювати їх з діамантом із кімберлітів (лампроїтів) чи з метаморфічних порід (до того ж парагенетично супутні цьому діаманту мантийні мінерали у розсипах не знайдено). Серед неогенових (балтських) діа-

мантів південно-західної частини УЩ, окрім малих розмірів більшості кристалів, часті зелені, різні за морфологією багатогранники (зокрема своєрідні тетрагексаєдроїди), що також майже повністю виключає їх зіставлення з діамантом із кімберлітів (лампроїтів) чи з метаморфічних порід. Ще однією особливістю українських розсипних діамантів із неогенових пісків є наявність серед них значної кількості безазотних кристалів і діамантів типу *Ib* і *Iab*, а також відносно високий вміст у кристалах ОН-груп, вуглеводнів (групи CH_2 , CH_3 та зв'язки $>\text{C}=\text{CH}_2$) і груп $\text{C}=\text{O}$, $\text{N}-\text{H}$, CO_3 , NO_3 . Вказаний набір домішок у діамантах є свідченням їх кристалізації у мінералоутворювальному середовищі, збагаченому леткими компонентами.

Все це вказує на місцеві корінні джерела різновікових розсипних діамантів майже для кожного мегаблоку УЩ. Якщо для білокоровицьких діамантів можна передбачати кімберліти чи лампроїти як корінні джерела, то тільки перераховані вище особливості мікрокристалів діаманту з неогенових титанцирконієвих розсипів УЩ, свідчать про їхню специфіку та про імовірні на щиті і його схилах ще невідомі за природою транспортери діаманту в земну кору, тобто можливі нові незвичні корінні джерела діаманту, наприклад, певні типи лампрофірів і коматітів.

Порівняльний аналіз діамантів. У таблиці наведено порівняння мікродіамантів із неогенових відкладів УЩ — розсипів Зелений Яр та Самоткань і діамантів із некімберлітових порід. Передусім вкажемо вік діамантоносних порід та їхнє геологічне положення. Ці некімберлітові породи різні за віком і геологічним положенням, як, наприклад, і діамантоносні кімберліти та лампроїти. Якщо діамантоносні лампрофіри і метаконатіти є докембрійськими породами, за винятком палеозойських шошонітів Карашохо, то діамантоносні ультраметаморфічні породи є переважно палеозойськими утвореннями. Вони ж займають різне геологічне положення — перші в зеленокам'яних орогенних поясах кратонів, тоді як другі розвинуті в межах метаморфічних поясів, які утворюються на конвергентних границях плит у палеозойсько-мезозойський час, окрім нового алмазоносного террейну в Альпах,

який сформувався під час альпійського орогенезу. Перші виникли внаслідок субдукційних, другі — колізійних процесів. Діамантоносні кімберліти є переважно палеозой-мезозойськими, зрідка протерозойськими кратонними утвореннями, а діамантоносні лампроїти також є різновіковими — протерозойськими і кайнозойськими навколократонними утвореннями. Тепер зупинимось на особливостях діамантів із вказаних некімберлітових порід за низкою найважливіших показників.

Вміст і розмір кристалів діаманту. Вміст діамантів у всіх 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 відкладі. В цих породах переважають мікрокристали діаманту ($\leq 0,5$ мм), особливо в метаконатітах рудопрояву Дачин. Тоді як у кімберлітах і лампроїтах вміст таких дрібних діамантів не перевищує 2,5—3 %, у них домінують кристали двох гранулометричних класів, приблизно: $-1+0,5$ мм — 78—80 % і $-2+1$ мм — 16—18 %. Діаманти ультраметаморфічних порід є мікронними кристалами, часто не більше 0,1 мм. Українські розсипні діаманти з неогенових розсипів є мікрокристалами $< 0,5$ мм.

Морфологія кристалів діаманту з некімберлітових порід, як і для українських розсипних діамантів із неогенових розсипів, майже ідентична морфології діамантів із кімберлітів і лампроїтів, проте співвідношення основних габітусних форм кристалів загалом помітно відрізняється, насамперед значним вмістом кубів у ряді рудопроявів (Генезис, Аклуїлак, Дачин). Серед діамантів із ультраметаморфічних порід також багато кубічних кристалів, як і серед українських розсипних діамантів. До того ж різні петротипи усіх некімберлітових порід відрізняються наборами габітусних форм кристалів діаманту, що є свідченням неоднакових умов кристалізації. Діаманти з кімберлітів і лампроїтів є більш-менш однотипними за наборами габітусів кристалів у різних трубках.

Ізотопний склад вуглецю кристалів діаманту. Тільки діаманти з метаконатітів і ультраметаморфічних порід характеризу-

ються значним вмістом кристалів із легким ізотопним складом вуглецю, діамантам із інших некімберлітових порід властивий важкий вуглець. Загалом ізотопний склад вуглецю діамантів із некімберлітових порід охоплює від $-36,07$ до $+0,8 \delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$, тобто майже вписується у діапазон значень $\delta^{13}\text{C}$, властивий діамантам із кімберлітів і лампроїтів — від -41 до $+5 \delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ [22]. Українські розсипні діаманти з неогенових розсипів також потрапляють у цей діапазон значень $\delta^{13}\text{C}$ (від $-32,5$ до $+3,3 \delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$).

Домішки азоту й спектральні типи кристалів діаманту. Тільки діаманти з лампрофірів рудопрояву Аклуїлак і ультраметаморфічних порід вирізняються високим вмістом домішок азоту, до того ж серед них домінують кристали з вмістом поодиноких атомів азоту. Тобто азот у багатьох кристалах із цих

порід, а також із метакоматітів рудопрояву Дачин, майже не агрегований або слабо агрегований, на відміну від діамантів із кімберлітів і лампроїтів. Це означає, що такі діаманти мало часу провели у мантиї й тому домішки азоту у них не зазнали значної агрегації. У великій частині українських розсипних діамантів із неогенових розсипів також зафіксовано високий вміст домішок азоту та низький стан їхньої агрегації, особливо це властиво самотканським діамантам.

Водневі центри кристалів діаманту. Вони властивіші діамантам із ультраметаморфічних порід, метакоматітів і лампрофірів Аклуїлак, а саме діамантам із нетривалою мантийною історією, серед яких багато кубічних кристалів. Відомо, що вміст водневих центрів корелює з формою та механізмом росту кристалів діаманту. Кубічні кристали з нор-

Порівняння некімберлітових і українських діамантів із неогенових розсипів Comparison of non-kimberlitic and Ukrainian diamonds from Neogene placers

Ознака кристала	Лампрофіри, рудопрояви Вава			Лампрофіри, Аклуїлак
	Генезис	Кристал	E1, E2	
Розмір	0,3—1,7 мм, 12 % є >0,3 мм і трохи більше 2 % >0,425 мм	0,3—3,0 мм, 8 % є >0,3 мм і 2,4 % >0,425 мм	Агрегати >0,5 мм, менше поширені 0,1—0,5 мм	<0,5 мм
Морфологія	Переважно куби	Октаедри, додекаедроїди	Октаедри (26 %) та їх агрегати (44 %), кубо-октаедри і куби, їх агрегати	Додекаедроїди, куби, кубоїди, тетрагексаедроїди, комбінаційні форми, рідко октаедри
Ізотопний склад вуглецю, $\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$	Від $-5,15$ до $-3,37$	Від $-5,50$ до $-1,20$	Від $-5,3$ до $-0,74$, іноді $-26,2$, середній $-3,0$	Від $-12,0$ до $-3,6$, середній близько $-7,5$
Загальний вміст азоту, ppm	До 600	До 170, іноді 560	До 300, іноді 740, середній 111	До 9300, середній ~ 3750
Спектральні типи і підтипи	IaA, IaB і IIa, переважно IaA (95 %)	IaA — 16 %, IaAB — 59, IaB — 5 і IIa — 19 %	IaA, IaAB, IaB і II — IaAB (49 %), IIa (34) і IaA (17 %)	Переважно Ib—IaA
Мінеральні та багатофазові флюїдні вclusions	—	Олівін, ортопіроксен, хроміт	Олівін, ортопіроксен, клінопіроксен, біотит, хлорит, альбіт, анортит, калішпат, апатит, пентландит	—

Примітка. Таблицю складено за даними публікацій [3, 7—14, 20, 23—25].

Note. The Table is compiled according to the data of publications [3, 7—14, 20, 23—25].

мальним механізмом росту збагачені домішками водню. Загалом у більшості діамантів із кімберлітів відзначено відносно невисокий вміст структурної домішки водню. Значна частина українських розсипних 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 метакоматітів майже такі самі, як і включення у діамантах із кімберлітів і лампроїтів, тобто вони є мантийними кратонними утвореннями. Подібні включення виявлені у самотканських мікродіамантах.

Можливі корінні джерела діамантів із неогенових порід України та їх імовірна локалізація. До яких діамантів із некімберлітових порід найподібніші українські діаманти з неогенових відкладів? Розглянемо це на прикладі найкраще вивчених діамантів із розсипів Зелений Яр і Самоткань (таблиця). Якщо врахувати перелік всіх основних ознак у таблиці, 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 за багатьма показниками: за розміром, особливостями морфології, ізотопним складом вуглецю, вмістом домішок азоту, набором спектральних типів кристалів за фізичною класифікацією, мінеральни-

Метакоматіти, Дачин	Ультраметаморфіти, Кумди-Коль	Неогеновий розсип Зелений Яр	Неогеновий розсип Самоткань
0,2—0,3 мм, 7 % є >0,5 мм, зрідка >1 мм і один кристал в 4,6 мм	0,01—0,1 мм, середній ~0,04 мм	0,1—0,7 мм	0,1—0,3 мм
Октаедри та їх агрегати (33 і 17 % відповідно), кубооктаедри (18), куби (15), тетрагексаедроїди (16 %), додекаедроїди	Куби, октаедри, перехідні форми {111} + {110}, комбінаційні форми {111} + {110} + {100}, ксеноформи і скелетні форми	Октаедри (дещо переважають), перехідні форми {111} + {110}, куби, комбінаційні форми {111} + {110} + {100}, ромбододекаедри рідкісні	Куби (переважають), октаедри, перехідні форми {111} + {110}, комбінаційні форми {111} + {110} + {100}, ромбододекаедри рідкісні
Від -30 до -20, іноді -36,07, -8,1, -0,6 і +0,08, середній -25,0	Від -26,9 до -10,2, середній -17,2	Від -26,74 до -3,55, середній -14,0	Від -32,5 до +3,3, середній -12,7
До 53, зрідка до 110, часто до 16	Від 150 до 11150, часто до 3300	Від 61 до 635, середній 232	Від 33 до 2000, середній 574
Ib—IaA і IIa	Ib—IaA	IaA — 29 %, IaAB — 11, Iab — 5, Ib — 5, IIa — 50 %	IaA — 22 %, IaAB — 11, Iab — 27, Ib — 13, IIa — 27 %
Гранат, клінопіроксен, піротин, пентландит, халькопірит	Фази SiO ₂ , TiO ₂ , Fe _x O _y , Cr ₂ O ₃ , Th _x O _y , ZrSiO ₄ , BaSO ₄ , MgCO ₃ , CaCO ₃ — арагоніт, рідко гранат, піроксен, слюда	Магнетит, карбонат	Олівін, енстатит, кліноенстатит, магнетит, оксиди олова та заліза, халькопірит, К-рихтерит, графіт, Са, Fe-карбонати, слюда, ільменіт, рутил, апатит, сільвін

ми включеннями і кристалічними фазами флюїдних нановключень. Водночас із даних таблиці видно, що українські діаманти з неогенових розсипів більш-менш зіставні за декількома ознаками з діамантами із лампрофірів (за розміром кристалів та їхньою морфологією, вмістом азоту і набором спектральних типів, мінеральними включеннями) та метакоматітів (за розміром кристалів та їхньою морфологією, ізотопним складом вуглецю, набором спектральних типів і мінеральними включеннями). Але не можна однозначно стверджувати, що самотканські мікродіаманти подібніші до діамантів із метакоматітів, а зеленоярські — до діамантів із лампрофірів чи навпаки. Тобто 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 попадання в розсип діамантів із декількох різних корінних джерел. Якщо ж звертатись до таких найзначущих ознак 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 метакоматітів, а зеленоярські — із лампрофірів. Можна лише констатувати, що відносно значний вміст кристалів типу *Ib* і *Iab* в обох розсипах свідчить про нетривале перебування цих діамантів у мантії, а легкий склад вуглецю — про їхню еклогітову мантійну асоціацію.

У питанні імовірної локалізації корінних джерел для діамантів обох розсипів важливим показником визначення напряму надходження теригенного матеріалу виявились імпактні діаманти, які є у розсипу Зелений Яр в кількості 3 % від всіх знайдених діамантів, а у розсипу Самоткань — аж 11 % від усіх знайдених діамантів. У обох випадках вони трасують імовірний західний напрямок надходження матеріалу від метеоритного крате-

ра Іллінці у розсип Зелений Яр і від метеоритного кратера Терни у розсип Самоткань. Палеогеоморфологічні реконструкції, літологічні і мінералогічні дані також свідчать саме про ці напрямки надходження теригенного матеріалу в розсипи: з Бердичівського підняття у розсип Зелений Яр і з Криворізько-Інгулецької міжблокової шовної зони у розсип Самоткань. Серед підтверджень такого шляху для розсипу Самоткань — знахідка в 12 км на північ від міста Кривий Ріг, у верхньосарматських теригенних відкладах (с. Мар'янівка), двох дрібних кристалів діаманту кубічного габітусу, один з них розміром $0,73 \times 0,38$ мм — на сьогодні це найбільший діамантний куб, знайдений в Україні.

Висновки. Загалом діаманти з лампрофірів і метакоматітів за всіма мінералогічними ознаками аналогічні діамантам із кімберлітів і лампроїтів. Вони належать до субдукційних мантійних утворень із різною за тривалістю термальною історією, тоді як більшість діамантів ультраметаморфічних порід є колізійними глибинними утвореннями з нетривалим перебуванням у мантії. Вказані діамантоносні породи займають різне тектонічне положення: лампрофіри і метакоматіти — окраїни кратонів, ультраметаморфічні породи — зони стику конвергентних плит чи блоків. Українські розсипні діаманти з неогенових розсипів майже не відрізняються від діамантів із лампрофірів і метакоматітів, на відміну від діамантів ультраметаморфічних порід. Припускаємо, що їхніми корінними породами можуть бути певні лампрофіри і метакоматіти Українського щита. Так, зокрема, щодо пошуку корінних джерел самотканських мікродіамантів доцільно здійснити перевірку можливої діамантоносності метакоматітів і порід талькового горизонту Криворізько-Інгулецької сутури і лампрофірів Середньопридніпровського мегаблоку.

ЛІТЕРАТУРА

1. Кашкаров И.Ф., Полканов Ю.А. О некоторых особенностях алмазов из титаноносных россыпей Северного Казахстана. *Тр. Минерал. музея им. Ферсмана*. 1972. Вып. 21. С. 183—185.
2. Квасниця В.М. Діаманти України: здобутки та завдання. *Мінерал. журн.* 2021. 43, № 3. С. 25—41. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.03.025>
3. Лаврова Л.Д., Печников В.А., Плешаков А.М., Надеждина Е.Д., Шуколюков Ю.А. Новый генетический тип алмазных месторождений. Москва: Научн. мир, 1999. 228 с.

4. Bailey L.M., Helmstaedt H.H., Peterson R.C., Mandarino J.A., Letendre J.P. Microdiamonds and indicator minerals from a talc schist host rock, French Guiana. *Abstr. 7th Int. Kimberlite Conf.*, Cape Town, RSA. 1998. P. 37—39. <https://doi.org/10.29173/ikc2624>
5. Birkett T.C., McCandless T.E., Hood C.T. Petrology of the Renard igneous bodies: host rocks for diamond in the northern Otish Mountains region, Quebec. *Lithos*. 2004. **76**, № 1—4. P. 475—490. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.054>
6. Canales D.G. The Akwatia diamond field, Ghana, West Africa: source rocks. MSc thesis, Department of Earth and Environmental Science, New Mexico Institute of Mining and Technology. 2005. 145 p.
7. Capdevila R., Arndt N., Letendre J., Sauvage J.F. Diamonds in volcanoclastic komatiite from French Guiana. *Nature*. 1999. **399**, № 6735. P. 456—458. <https://doi.org/10.1038/20911>
8. Cartigny P. Mantle-related carbonados? Geochemical insights from diamonds from the Dachine komatiite (French Guiana). *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. **296**. P. 329—339. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.05.015>
9. Cartigny P., Chinn I., Viljoen K.S.F., Robinson D. Early Proterozoic ultrahigh pressure metamorphism: evidence from microdiamonds. *Science*. 2004. **304**, № 5672. P. 853—855. <https://doi.org/10.1126/science.1094668>
10. 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. **5**, № 2. P. 307—308.
11. 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. № 9IKC-A-00320. <https://doi.org/10.29173/ikc3544>
12. De Stefano A., Lefebvre N., Kopylova M. Enigmatic diamonds in Archean calc-alkaline lamprophyres of Wawa, southern Ontario, Canada. *Contr. Mineral. Petrol.* 2006. **151**. P. 158—173. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0052-5>
13. Dobrzhinetskaya L.F. Microdiamonds — Frontier of ultrahigh-pressure metamorphism: A review. *Gondwana Research*. 2012. **21**, № 1. P. 207—223. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.07.014>
14. Dobrzhinetskaya L.F., O'Bannon E.F., Sumino H. Non-cratonic diamonds from UHP metamorphic terranes, ophiolites and volcanic sources. *Revs Mineral. and Geochem.* 2022. **88**, № 1. P. 191—255. <https://doi.org/10.2138/rmg.2022.88.04>
15. Galimov E.M., Kaminsky F.V. Diamond in the oceanic lithosphere, volcanic diamonds and diamonds in ophiolites. *Geochem. Int.* 2021. **59**, № 1. P. 1—11. <https://doi.org/10.1134/S0016702921010043>
16. Gurney J.J., Helmstaedt H.H., Richardson S.H., Shirey S.B. Diamonds through time. *Econ. Geol.* 2010. **105**, № 3. P. 689—712. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.689>
17. Golovko A.V., Kaminsky F.V. The shoshonite-absarokite-picrite Karashoho pipe, Uzbekistan: An unusual diamond deposit in an atypical tectonic environment. *Econ. Geol.* 2010. **105**, № 4. P. 825—840. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.4.825>
18. Kaminsky F.V. Non-kimberlitic diamondiferous igneous rocks: 25 years on. *J. Geol. Society of India*. 2007. **69**. P. 557—575.
19. Kaminsky F.V., Voropaev S.A. Modern concepts on diamond genesis. *Geochem. Int.* 2021. **59**, № 11. P. 1038—1051. <https://doi.org/10.1134/S0016702921110033>
20. 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. **2**, № 1. P. 550—556. <https://doi.org/10.29173/ikc2783>
21. Naipal R., Zwaan (Hanco) J.C., Kroonenberg S.B., Kriegsman L.M., Mason P.R.D. Diamonds from the Nassau mountains, Suriname. *J. Gemmology*. 2020. **37**, № 2. P. 180—191. <https://doi.org/10.15506/JoG.2020.37.2.180>
22. Shirey B.S., Cartigny P., Frost J.D., Keshav Sh., Nestola F., Nimis P., Pearson G.D., Sobolev V.N., Walter J.M. Diamonds and the geology of mantle carbon. *Revs Mineral. and Geochem.* 2013. **75**. P. 355—421. <https://doi.org/10.2138/rmg.2013.75.12>
23. Smith Ch.B., Walter M.J., Bulanova G.P., Mikhail S., Burnham A.D., Gobbo L., Kohn S.C. Diamonds from Dachine, French Guiana: A unique record of Early Proterozoic subduction. *Lithos*. 2016. **265**. P. 82—95. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.026>
24. Sobolev N.V., Shatsky V.S. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment of diamond formation. *Nature*. 1990. **343**. P. 742—746. <https://doi.org/10.1038/343742a0>
25. 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. **151**. P. 737—750. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0090-7>
26. Wyman D.A., Hollings P., Conceição R.V. Geochemistry and radiogenic isotope characteristics of xenoliths in Archean diamondiferous lamprophyres: Implications for the Superior Province cratonic keel. *Lithos*. 2015. **233**. P. 111—130. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.02.018>

Надійшла 14.10.2022

REFERENCES

1. Kashkarov, I.F. and Polkanov, Yu.A. (1972), *Proc. Mineral. museum of E. Fersman*, Vol. 21, pp. 183-185 [in Russian].
2. Kvasnytsya, V.M. (2021), *Mineral. Journ. (Ukraine)*, Vol. 43, No. 3, Kyiv, UA, pp. 25-41 [in Ukrainian]. <https://doi.org/10.15407/mineraljournal.43.03.025>
3. Lavrova, L.D., Pechnikov, V.A., Pleshakov, A.M., Nadezhdina, E.D. and Shukolyukov, Yu.A. (1999), *New genetic type of diamond deposits*, Nauchny Mir Publ. House, Moscow, 228 p. [in Russian].
4. Bailey, L.M., Helmstaedt, H.H., Peterson, R.C., Mandarino, J.A. and Letendre, J.P. (1998), *Abstr. 7th Int. Kimberlite Conf.*, Cape Town, RSA, pp. 37-39. <https://doi.org/10.29173/ikc2624>
5. Birkett, T.C., McCandless, T.E. and Hood, C.T. (2004), *Lithos*, Vol. 76, No. 1-4, pp. 475-490. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.054>
6. Canales, D.G. (2005), *The Akwatia diamond field, Ghana, West Africa: source rocks*, MSc thesis, Department of Earth and Environmental Science, New Mexico Institute of Mining and Technology, 145 p.
7. Capdevila, R., Arndt, N., Letendre, J. and Sauvage, J.F. (1999), *Nature*, Vol. 399, pp. 456-458. <https://doi.org/10.1038/20911>
8. Cartigny, P. (2010), *Earth Planet. Sci. Lett.*, Vol. 296, pp. 329-339. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.05.015>
9. Cartigny, P., Chinn, I., Viljoen, K.S.F. and Robinson, D. (2004), *Science*, Vol. 304, No. 5672, pp. 853-855. <https://doi.org/10.1126/science.1094668>
10. Chinn, I., Kyser, K. and Viljoen, F. (2000), *Abstr. of Goldschmidt Conf. 2000*, Cambridge Publ., Vol. 5, No. 2, pp. 307-308.
11. De Stefano, A., Kopylova, M.G., Cartigny, P. and Lefebvre, N.S. (2008), *9th Int. Kimberlite Conf. Extended Abstract*, No. 9IKC-A-00320. <https://doi.org/10.29173/ikc3544>
12. De Stefano, A., Lefebvre, N. and Kopylova, M. (2006), *Contr. Mineral. Petrol.*, Vol. 151, pp. 158-173. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0052-5>
13. Dobrzhinetskaya, L.F. (2012), *Gondwana Research.*, Vol. 21, No. 1, pp. 207-223. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2011.07.014>
14. Dobrzhinetskaya, L.F., O'Bannon, E.F. and Sumino, H. (2022), *Revs. Mineral. and Geochem.*, Vol. 88, No. 1, pp. 191-255. <https://doi.org/10.2138/rmg.2022.88.04>
15. Galimov, E.M. and Kaminsky, F.V. (2021), *Geochem. Int.*, Vol. 59, No. 1, pp. 1-11. <https://doi.org/10.1134/S0016702921010043>
16. Gurney, J.J., Helmstaedt, H.H., Richardson, S.H. and Shirey, S.B. (2010), *Econ. Geol.*, Vol. 105, No. 3, pp. 689-712. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.689>
17. Golovko, A.V. and Kaminsky, F.V. (2010), *Econ. Geol.*, Vol. 105, No. 4, pp. 825-840. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.4.825>
18. Kaminsky, F.V. (2007), *J. Geol. Society of India*, Vol. 69, pp. 557-575.
19. Kaminsky, F.V. and Voropaev, S.A. (2021), *Geochem. Int.*, Vol. 59, No. 11, pp. 1038-1051. <https://doi.org/10.1134/S0016702921110033>
20. McCandless, T.E., Letendre, J. and Eastoe, C.J. (1999), *The Agora Political Sci. Undergraduate J.*, Vol. 2, No. 1, pp. 550-556. <https://doi.org/10.29173/ikc2783>
21. Naipal, R., Zwaan (Hanco), J.C., Kroonenberg, S.B., Kriegsman, L.M. and Mason, P.R.D. (2020), *J. Gemmology*, Vol. 37, No. 2, pp. 180-191. <https://doi.org/10.15506/JoG.2020.37.2.180>
22. Shirey, B.S., Cartigny, P., Frost, J.D., Keshav, Sh., Nestola, F., Nimis, P., Pearson, G.D., Sobolev, V.N. and Walter, J.M. (2013), *Revs Mineral. and Geochem.*, Vol. 75, pp. 355-421. <https://doi.org/10.2138/rmg.2013.75.12>
23. Smith, Ch.B., Walter, M.J., Bulanova, G.P., Mikhail, S., Burnham, A.D., Gobbo, L. and Kohn, S.C. (2016), *Lithos*, Vol. 265, pp. 82-95. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.026>
24. Sobolev, N.V. and Shatsky, V.S. (1990), *Nature*, Vol. 343, pp. 742-746. <https://doi.org/10.1038/343742a0>
25. Stachel, T., Banas, A., Muehlenbachs, K., Kurszlauskis, S. and Walker, E.C. (2006), *Contrib. Mineral. Petrol.*, Vol. 151, pp. 737-750. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0090-7>
26. Wyman, D.A., Hollings, P. and Conceição, R.V. (2015), *Lithos*, Vol. 233, pp. 111-130. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.02.018>

Received 14.10.2022

V.M. Kvasnytsya, DrSc (Mineralogy and Crystallography), Prof., Head of Department
 M.P. Semenenko Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of the NAS of Ukraine
 34, Acad. Palladin Ave., Kyiv, Ukraine, 03142
 E-mail: vmkvas@hotmail.com; <http://orcid.org/0000-0002-3692-7153>

A COMPARATIVE ANALYSIS OF DIAMONDS IN NON-KIMBERLITIC
 ROCKS OF THE WORLD AND NEOGENE SANDS OF UKRAINE

The diamond mineralogy from a number of different non-kimberlitic occurrences of the world was analyzed and a comparison to diamonds from Neogene placers of Ukraine was made. Diamonds from lamprophyres of the Canadian Shield, metakomatiites of the Guiana and West African Shields, and ultra-metamorphic rocks in Asian, European and African continental occurrences were considered. In general, Ukrainian Neogene placer diamonds have many similar mineralogical features to diamonds from lamprophyres and metakomatiites, which differ little from diamonds from kimberlites and lamproites. Ukrainian placer diamonds are characterized by their micron sizes (≤ 0.5 mm), many of them are colored and have a cubic habit and nitrogen-free compositions, relatively frequent spectral Ib and Iab types, and orange photoluminescence behavior. In addition, many diamonds are characterized by a relatively high content of hydrocarbons (i.e., CH_2 , CH_3 groups and bonds $>\text{C}=\text{CH}_2$), OH groups, also C=O, N-H, CO_3 , NO_3 -groups. This is evidence for a volatile-rich environment during the diamond crystallization. The formation of diamonds from lamprophyres and metakomatiites, as well as from kimberlites and lamproites, occurred under mantle temperatures and pressures. The relatively recently discovered diamond-bearing lamprophyres and metakomatiites have a number of similarities. They are: i) both formed on the edges of Archean cratonic structures, ii) their old ages (2.7 billion years ago and 1.83 billion years ago for the lamprophyres and 2.2 billion years ago for the metakomatiites), iii) both are strongly metamorphosed, iv) both contain many fragments of rocks of various origins, v) both contain rare xenograins of mantle minerals having diamond-bearing peridotite and eclogite associations, and vi) the diamonds themselves are often microcrystals and many are colored and have a cubic habit. The main difference between diamonds from the lamprophyres and metakomatiites is in their carbon isotopic signatures and their thermal history in the mantle. This is expressed by their different nitrogen contents and the different degree of its aggregation. Diamond-bearing ultrametamorphic rocks are mainly Paleozoic-Mesozoic in age (i.e., 531-92 million years) and occupy a tectonic setting at convergent plate boundaries unlike diamond-bearing lamprophyres and metakomatiites. Diamonds from ultrametamorphic rocks differ from diamonds from lamprophyres and metakomatiites as well as from Ukrainian placer diamonds from Neogene sands in a number of ways.

Keywords: non-kimberlitic diamonds, Ukrainian placer diamonds, lamprophyres, metakomatiites, ultrametamorphic UHPM rocks, Neogene placers.