

<https://doi.org/10.26565/2075-1893-2026-43-08>
УДК: 553.81:552.323.6:551.71/72:551.24(71)

Андрій Лунячек

аспірант кафедри фундаментальної і прикладної геології, старший науковий співробітник Музею природи;
e-mail: serval185@gmail.com; ORCID ID: <https://orcid.org/0009-0008-9428-6551>

Аналіз геологічного середовища кімберлітових трубок кратону Слейв (Канада)

Метою статті є виявлення критеріїв алмазозносності шляхом порівняльного аналізу просторового розміщення кімберлітових трубок кратону Слейв з різним вмістом алмазів за такими ознаками, як вік і тип вміщуючих порід і відстань до залізородних формацій.

Основний матеріал. У статті здійснено аналіз геологічного оточення кімберлітових трубок кратону Слейв з різним рівнем алмазозносності. Проведено якісне порівняння основних кімберлітових полів, що надало можливість виокремити відмінні риси ділянок з промисловими родовищами алмазів. Сформовано базу даних із 196 трубок, що дало змогу провести кількісний статистичний аналіз залежностей між алмазозносністю та параметрами геологічного оточення. Показано, що всі промислові родовища кратону (Д'явік, Екати, Снеп Лейк, Гаччо К'ю) пов'язані виключно з неоархейським фундаментом (2,8–2,5 млрд років), що вказує на вирішальну роль пізньоархейських тектоно-магматичних подій у формуванні умов, сприятливих для кристалізації алмазів. Виявлено виразну концентрацію промислових алмазозносних трубок у межах полів калієвих гранітоїдів, що узгоджується з моделлю калієвого метасоматозу та концепцією «каналізованої дегазації» пізнього архею. Встановлено, що кімберлітові трубки відсутні на відстані менш ніж 20 км від поверхневих виходів залізородних формацій, тоді як найбільша кількість промислових трубок зосереджена на відстані 100–146 км, що узгоджується з субдукційною моделлю походження алмазів, згідно з якою залізородні формації позначають верхній край похило зануреної океанічної плити, тоді як алмазоутворення відбувалося поруч з її нижньою частиною.

Висновки. Отримані результати дозволяють об'єднати різні гіпотези в єдину геодинамічну модель, де субдукція океанічної кори наприкінці неоархею призвела до вивільнення збагачених калієм флюїдів, калієвого метасоматозу літосферної мантії, земної кори та утворення алмазів. Сформульовано комплексний пошуковий критерій для промислових родовищ алмазів, що включає поєднання наступних параметрів: 1) неоархейський вік фундаменту континенту, 2) наявність полів калієвих гранітоїдів та калієвих метасоматитів, 3) розташування на відстані ~100–140 км від виходів залізородних формацій на поверхню. Застосування цього підходу має важливе значення для оптимізації пошуково-розвідувальних робіт на алмази як у межах Слейва, так і в інших докембрійських кратонах світу, зокрема, для виявлення потенційних алмазозносних районів у межах Українського щита.

Ключові слова: кімберлітові трубки, алмази, кратон Слейв, неоархей, калієвий метасоматоз, субдукція.

Як цитувати: Лунячек А., Аналіз геологічного середовища кімберлітових трубок кратону Слейв (Канада). *Проблеми безперервної географічної освіти і картографії*. 2026. Вип. 43. С. 70–80. <https://doi.org/10.26565/2075-1893-2026-43-08>

In cites: Luniachek A. (2026). Analysis of the geological environment of kimberlite pipes in the Slave craton (Canada). *The problems of continuous geographical education and cartography*, (43), 70–80. <https://doi.org/10.26565/2075-1893-2026-43-08> (in Ukrainian)

Вступ. Прогнозування та пошук промислових родовищ алмазів є одним із найскладніших завдань сучасної геології корисних копалин [25]. Проблема полягає в тому, що, попри десятиліття інтенсивних досліджень (див. наприклад [15]), досі не встановлено надійних регіональних та локальних закономірностей розміщення алмазоносних кімберлітових трубок.

Актуальність теми визначена необхідністю встановлення таких закономірностей для розробки надійних критеріїв прогнозування алмазоносності. З'ясування критеріїв алмазоносності на прикладі кратону Слейв (Канада) дозволить екстраполювати результати дослідження на інші потенційно алмазоносні регіони світу, що, в свою чергу, може бути використано для більш ефективного пошуку нових родовищ алмазів.

Особливого значення це питання набуває для територій з розвиненим докембрійським фундаментом, до яких належить і Український щит. Попри тривалу історію вивчення, питання перспектив алмазоносності УЩ залишається відкритим. Екстраполяція встановлених критеріїв на геологічні умови Українського щита може суттєво звузити площі пошуків та підвищити ефективність прогнозування нових родовищ. Таким чином, результати дослідження не лише розширюють теоретичне розуміння механізмів алмазоутворення, а й мають пряме прикладне значення для зміцнення мінерально-сировинної бази України.

Вихідні передумови. Кратон Слейв, розташований у північно-західній частині Канадського щита, є однією з найбагатших алмазоносних провінцій світу. Його розміри сягають 700×500 км, а фундамент включає найдавніші гірські породи на Землі, виведені на денну поверхню — гнейси Акаста віком, що сягає 4 млрд років [11; 12; 13].

До 1990-х років Канада не вважалася значним джерелом дорогоцінних каменів, попри її величезну площу. Одними з головних проблем в дослідженні регіону були складність логістики та суворі кліматичні умови північних районів. Проте, з початком 1980-х років, завдяки покращенню методів аерогеофізичних досліджень, почалися перші виявлення кімберлітових трубок. Ключовим моментом в історії встановлення канадської алмазоносності стали дослідження Чака Фіпке та Стюарта Блассона. Вони зосередилися на виявленні мінералів-індикаторів (хромдіоксид, піроп), які їм вдалося знайти у 1985 році в регіоні Лак де Грас та в 1990 році поблизу озера Поінт Лейк [14; 24].

Від початку 1990-х років у кратоні Слейв відбувався бурхливий процес виявлення кімберлітів і пов'язаних з ними алмазів. До середини 1990-х лише тільки в центральній частині кратону було відкрито понад 100 кімберлітових трубок [20]. У цілому до 2000-х років в межах кратону Слейв ідентифіковано понад 350 кімберлітових трубок включно

з промисловими родовищами Д'явік, Екаті, Снеп Лейк і Гаччо К'ю [1; 3; 25].

Кімберлітові трубки розподілені по території кратону нерівномірно та суттєво відрізняються за віком. Зокрема, Neaman *et al.* [9] виокремили принаймні чотири головні вікові інтервали розповсюдження кімберлітів у Слейві:

- а) кембрійський (~540 млн років тому) – південно-східна частина кратону,
- б) ордовіцький (~450 млн років тому) – південно-західна частина,
- в) юрський/пермський – дрібні локальні поля на півночі кратону,
- г) крейдово-палеогеновий (74-48 млн років тому) – центральна частина (Лак-де-Грас).

Дослідження тектонічної будови кратону Слейв дозволили висунути гіпотези еволюції ділянки літосфери в межах кратону, які, крім іншого, намагаються пояснити механізми формування алмазів. Зокрема, Davis *et al.* [6] пропонують модель, згідно з якою літосферна мантія під кратоном Слейв сформувалася шляхом субкреції – тектонічного нашарування кількох літосферних плит, що субдукували під кратон у пізньому археї (2,64-2,58 млрд років тому). Автори припускають, що алмази в кратоні Слейв не могли стабільно існувати до завершення цих подій; формування алмазів, найімовірніше, відбулося наприкінці неоархею (після 2,6 млрд років тому) або пізніше, у вже охолодженій та стабілізованій літосфері [6].

Близька до цієї моделі субдукційна гіпотеза походження алмазів [2]. Згідно з нею алмазоносні породи утворилися внаслідок переплавлення важкої залізовмісної океанічної кори, яка була субдукована у ранньому протерозої на глибину 200-250 км під архейські материки, що ставить питання стосовно просторового зв'язку між кімберлітами і залізородними формаціями.

Припущення про вплив субдукційних флюїдів на формування алмазів також висувують Carvalho *et al.* [5], базуючись на результатах аналізу включень в алмазах Центрального Слейва.

Yaxley *et al.* [31], аналізуючи кімберліти іншої трубки цієї ж ділянки, роблять акцент на тому, що нижня частина літосфери, яка містить алмази (глибше 120-130 км), на їхню думку, була збагачена під дією метасоматичних процесів, ймовірно, під впливом просочування карбонатних гідратованих розплавів.

Гіпотезу про роль карбонатів в алмазоутворенні також висувують Greene *et al.* [8] за результатами дослідження кімберлітів північної ділянки кратону Слейв. Вони припускають, що ці кімберліти походять від протокімберлітового розплаву з астеносфери, який трансформувалася в кімберлітову магму шляхом асиміляції карбонатів на глибині близько 150 км.

Зазначені гіпотези впливу субдукції, метасоматозу та карбонатів на утворення алмазів не мають

глобальних протиріч, тому постає питання стосовно можливості їхнього об'єднання в межах єдиної моделі.

Попри існування низки моделей, які пропонують фундаментальні пояснення процесів алмазоутворення, досі бракує статистично обґрунтованого аналізу зв'язку наявності кімберлітових полів та їхньої алмазоносності (або відсутності алмазів) з будовою континентальної кори, на якій вони формуються. Саме на вирішення цієї частини загальної проблеми на прикладі кратону Слейв і спрямоване це дослідження.

Метою статті є виявлення критеріїв алмазоносності шляхом порівняльного аналізу просторового розміщення кімберлітових трубок кратону Слейв з різним вмістом алмазів за такими ознаками, як вік і тип вмшуючих порід і відстань до залізорудних формацій.

Виклад основного матеріалу. Для досягнення поставленої мети дослідження було визначено наступні дві дослідницькі задачі.

Задача № 1 (перший етап дослідження): здійснити порівняльний аналіз основних кімберлітових полів кратону Слейв для виявлення загальних геологічних ознак, притаманних районам з промисловою алмазоносністю.

Для вирішення цієї задачі було отримано інформацію про кімберлітові трубки (координати, алмазоносність, вік трубок) з бази даних World Kimberlites CONSOREM Database [7]. Для встановлення віку і типу вмшуючих порід та відстані до залізорудних формацій використано детальну геологічну карту кратону Слейв, складену Stubleby & Irwin [29]. Співставлення місць розташування трубок з геологічною картою проведено у ГІС-середовищі QGIS. Додаткові дані щодо віку і типу вмшуючих порід отримано з онлайн-сервісу Macrostrat [21].

Задача № 2 (другий етап дослідження): провести аналіз для встановлення статистичного зв'язку між ступенем алмазоносності окремих кімберлітових трубок та конкретними геологічними параметрами: віком і типом вмшуючих порід, а також відстанню до залізорудних формацій.

На цьому етапі дані, отримані з зазначених джерел, було об'єднано в єдину базу [18]. Номери трубок у ній відповідають номерам трубок бази World Kimberlites CONSOREM Database.

Алмазоносність трубки у базі позначена одним з трьох показників – «так» (алмази присутні), «ні» (алмази відсутні), «промислова кількість» (трубка належить до одного з великих родовищ – Д'явік, Екати, Снеп Лейк або Гаччо К'ю). Кімберлітові трубки, алмазоносність яких не встановлено (тобто невідомо чи присутні в них алмази чи ні), у дослідженні не залучені.

Вік вмшуючих порід у базі позначено з точністю до ери – «Неоархей», «Палеопротерозой», «Архей» (вмшуючі породи кількох трубок, для яких відсутні більш точні дані щодо віку).

Для кожної кімберлітової трубки вказано один з наступних шести типів вмшуючих порід:

- а) архейський гнейсово-гранітоїдний комплекс,
- б) неоархейські вулканічні і вулканокластичні породи основного та середнього складу,
- в) неоархейські гранітоїди біотитові, двослюди-сті, мегакристалічні з калієвим польовим шпатом,
- г) неоархейські діорити і габроїди,
- д) неоархейські метаморфізовані турбідити різного ступеню метаморфізму,
- е) палеопротерозойські осадові породи.

Відстань до залізорудних формацій вказано у стовпчику «Відстань до BIF» (BIF – banded iron formations). Вимірювання було проведено від кожної окремої трубки до залізорудних формацій, що розташовані в різних напрямках від неї. Далі з отриманих результатів було обрано найменший, тобто відстань до найближчої залізорудної формації. В подальшому отримані дані було розподілено по восьми діапазонах відстаней починаючи від 0 км і закінчуючи 146 км (найбільша виміряна відстань).

Характеристика районів локалізації кімберлітових трубок кратону Слейв (лампроїтові трубки на даний момент у кратоні не виявлено).

Кімберлітове поле Лак де Грас (центральна частина кратону). Кількість трубок: з алмазами – 109, без алмазів – 32, невідомо – 57. Наявність великих родовищ алмазів: Д'явік, Екати. Наявність залізорудних формацій: на відстані 90-120 км на південний захід та на відстані 100 км на північний схід. Вік вмшуючих порід: неоархей (метаосадові породи – 2800-2500 млн років тому, інтрузивні породи – 2630-2580 млн років тому). Вік трубок: 75-45 млн років тому (відомий для більшості трубок бази). Типи вмшуючих порід: інтрузивні породи (граніт, гранодіорит, діорит, кварцовий діорит, тоналіт, габро), метаосадові породи низького, середнього і високого ступенів метаморфізму (конгломерати, грауваки, пеліти, глинисті сланці, кристалічні сланці – слюдяні, андалузитові, кордієритові, силіманітові, а також мрамур, кварцити та мігматити), вулканіти.

Південно-східна група трубок. Кількість трубок: з алмазами – 21, без алмазів – 0, невідомо – 2. Наявність великих родовищ алмазів: Снеп Лейк, Гаччо К'ю. Наявність залізорудних формацій: на відстані 80 км на захід та 140 км на схід. Вік вмшуючих порід: неоархей (метаосадові породи – 2800-2500 млн років тому, інтрузивні породи – 2625-2580 млн років тому). Вік трубок: 542-523 млн років тому (відомий не для всіх трубок). Типи вмшуючих порід: інтрузивні породи: граніт, гранодіорит, діорит, кварцовий діорит, тоналіт, габро; метаосадові породи середнього і високого ступенів метаморфізму (кристалічні сланці – слюдяні, андалузитові, кордієритові, силіманітові, мрамур, кварцити, мігматити), конгломерати, вулканіти.

Південно-західна група трубок. Кількість трубок: з алмазами – 11, без алмазів – 0, невідомо –

8. Наявність великих родовищ алмазів: відсутні. Наявність залізородних формацій: на відстані 100 км на захід та 20-70 км на схід. Вік вмшуючих порід: неоархей (метаосадові породи – 2800–2500 млн років тому), інтрузивні породи – 2625-2580 млн років тому), архей (гнейсово-гранітоїдний комплекс – 4000-2500 млн років тому). Вік трубок: 463-435 млн років тому (відомий не для всіх трубок). Типи вмшуючих порід: інтрузивні породи: граніт, гранодіорит, діорит, кварцовий діорит, тоналіт, габро; метаосадові породи високого ступеню метаморфізму (верхньоамфіболітова та гранулітова фації); гнейсово-гранітоїдний комплекс: гранітові, гранодіоритові, тоналітові та діоритові ортогнейси, невелика кількість парагнейсів, мігматити, включення мафічних і ультрамафічних порід.

Північна група трубок. Кількість трубок: з алмазами – 16, без алмазів – 4, невідомо – 14. Наявність великих родовищ алмазів: відсутні. Наявність залізородних формацій: на відстані 30-80 км. Вік вмшуючих порід: палеопротерозой (осадові породи, базальти, ріоліти – 2050–1600 млн років тому), неоархей (метаосадові, ефузивні та вулканокластичні породи – 2800-2500 млн років тому, інтрузивні породи – 2625–2580 млн років тому), архей (гнейсово-гранітоїдний комплекс – 4000-2500 млн років тому). Вік трубок: 170, 173, 613 млн років тому (відомий лише для трьох трубок бази). Типи вмшуючих порід: інтрузивні породи: граніт, гранодіорит, діорит, кварцовий діорит, тоналіт, габро; ефузивні (базальти, ріоліти) та вулканокластичні породи; метаосадові породи низького і високого ступенів метаморфізму (грауваки, пеліти, глинисті сланці, кристалічні сланці – слюдяні, силіманітові, а також мармур, кварцити, мігматити); осадові породи: вапняки, доломіти, аргіліти, алевроліти, пісковики, конгломерати; гнейсово-гранітоїдний комплекс: гранітові, гранодіоритові, тоналітові та діоритові ортогнейси, невелика кількість парагнейсів, мігматити, включення мафічних і ультрамафічних порід.

Порівняльний аналіз чотирьох груп кімберлітових трубок кратону Слейв дозволяє виявити певні їхні особливості залежно від наявності або відсутності великих родовищ.

Групи трубок, в склад яких входять великі промислові родовища (центральна та південно-східна) мають наступні ознаки:

а) вік трубок – крейдово-еоценовий (75-45 млн років тому) або ранньокембрійський (542-523 млн років тому);

б) вік вмшуючих порід – неоархейський (2800-2500 млн років тому);

в) тип вмшуючих порід – інтрузивні або метаосадові;

г) залізородних формацій поблизу немає, вони розташовані на певній відстані – не менше 80-140 км.

Групи трубок без великих родовищ, на противагу попереднім, мають такі ознаки:

а) вік трубок – юрський (170 та 173 млн років тому), ордовіцько-сілурійський (463-435 млн років тому) або пізньопротерозойський (613 млн років тому);

б) вмшуючі породи більш різноманітні як за віком (архей–палеопротерозой, 4000–1600 млн років тому), так і за типом порід (інтрузивні, ефузивні, вулканокластичні, метаосадові, осадові, гнейсово-гранітоїдний комплекс);

в) залізородні формації розташовані значно ближче – на відстані 20-80 км.

У нашому попередньому дослідженні [1] показано, що алмазоносність трубок від їх віку не залежить. Інші зазначені параметри більш детально проаналізовані на наступному етапі дослідження.

Аналіз створеної модифікованої бази кімберлітових трубок кратону Слейв [18]. База містить 196 трубок: з них 141 трубка з алмазами, ще 19 – з високим вмістом алмазів, а 36 – без алмазів.

Кількість трубок з різною алмазоносністю в залежності від віку вмшуючих порід наведено у таблиці 1 і на рисунку 1.

Таблиця 1/Table 1

**Залежність алмазоносності від віку вмшуючих порід
Relationship between diamond content and the age of host rocks**

Вік порід	Кількість трубок			
	З алмазами	Без алмазів	Промисл. кількість	Усього
Архей	5	1	0	6
Неоархей	127	33	19	179
Палеопротерозой	9	2	0	11

Отримані дані дозволяють стверджувати: кімберлітові трубки інтродовані переважно в неоархейські породи. В породах іншого віку їхня кількість незначна. Усі трубки з великим вмістом алмазів («промислова кількість») інтродовані виключно в неоархейські породи. В породах іншого віку їх немає взагалі. Тобто, джерела кімберлітів і джерела алмазів знаходяться саме під неоархейськими породами.

Кількість трубок з різною алмазоносністю в залежності від типу вмшуючих порід наведено у таблиці 2 і на рисунку 2.

Згідно з отриманими даними найбільшу кількість трубок (як з алмазами, так і без них) містять неоархейські біотитові, двослюдисті, мегакристалічні гранітоїди з калієвим польовим шпатом. Ця категорія також містить переважну більшість трубок з великою (промисловою) кількістю алмазів.

Друге місце за кількістю трубок (як з алмазами, так і без них) посідають неоархейські метаморфізовані турбідіти різного ступеню метаморфізму. Інші типи порід містять суттєво меншу кількість кімберлітових трубок.

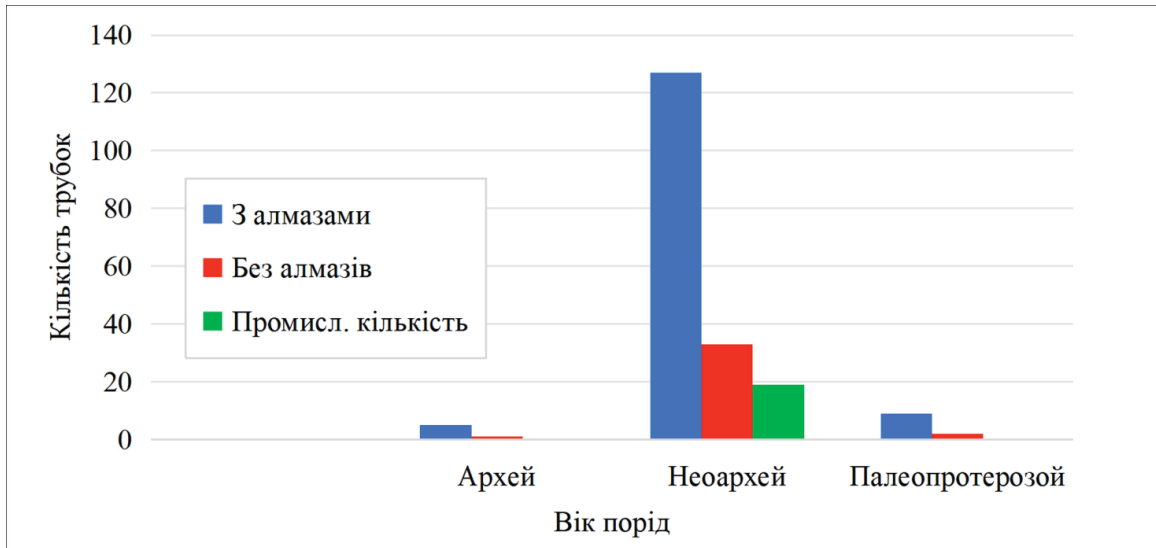


Рис. 1. Залежність алмазонасності від віку вміщуючих порід
 Fig. 1. Relationship between diamond content and the age of host rocks

Таблиця 2/Table 2

Залежність алмазонасності від типу вміщуючих порід
Relationship between diamond content and host rock type

Тип порід	Кількість трубок			
	З алмазами	Без алмазів	Промисл. кількість	Усього
Архейський гнейсово-гранітоїдний комплекс	5	1	0	6
Неоархейські вулканічні і вулканокластичні породи основного та середнього складу	1	0	0	1
Неоархейські гранітоїди біотитові, двослюдисті, мегакристалічні з калієвим польовим шпатом	79	15	14	108
Неоархейські діорити і габроїди	8	0	2	10
Неоархейські метаморфізовані турбідіти різного ступеню метаморфізму	39	18	3	60
Палеопротерозойські осадові породи	9	2	0	11



Рис. 2. Залежність алмазонасності від типу вміщуючих порід
 Fig. 2. Relationship between diamond content and host rock type

Оскільки більшість алмазонасних трубок локалізовано на ділянках з калієвими породами (Рис. 3), має сенс проаналізувати це співпадіння з точки зору концепції «калієвого вибуху» та пізньоархейської дегазації Землі. Згідно з нею, у пізньому архей відбулася перебудова внутрішньої структури Землі, яка супроводжувалася інтенсивною дегазацією, під час якої з мантиї вивільнялися значні об'єми летких компонентів включно з калієм [10; 17]. Ці флюїди, згідно з гіпотезою «каналізованого метасоматозу», рухалися через певні «канали» – слабкі або проникні зони в літосфері, які позначилися на земній поверхні полями збагачених калієм гранітоїдів та інших калієвих порід [22].

Співпадіння алмазонасних ділянок і полів калієвих порід дозволяє припустити наявність впливу збагачених калієм флюїдів на процеси утворення алмазів, що підтверджується як аналізом включень у природних алмазах, в яких виявлено калієві мінерали [23; 25] і калієві флюїди [16; 28], так і експериментальними даними (синтез алмазів у калієвому середовищі) [19]. Зокрема, Tomlinson *et al.* [30] встановили, що додавання розчину хлориду калію

прискорює зростання алмазів і значно знижує необхідну для цього температуру.

Згідно моделі пізньоархейської дегазації Землі важливу роль у алмазоутворенні відігравали залізо та його розплави [27]. Хемогенне накопичення залізородних формацій на поверхні Землі, згідно геологічних даних, посилювалось наприкінці архею [4]. Колізійні процеси пізнього архею призводили до глибокого занурення цих формацій (разом з океанічними плитами) у субдукційних зонах [2]. Тому важливо було проаналізувати просторові співвідношення зон занурення залізородних формацій та алмазонасних кімберлітових полів (Рис. 4).

Кількість трубок з різною алмазонасністю в залежності від відстані до залізородних формацій (BIF) наведено у таблиці 3 і на рисунку 5.

Згідно з отриманими даними, переважна кількість трубок (як з алмазами, так і без них) знаходиться в діапазоні відстаней 100-139 км від залізородних формацій. У діапазоні 0-19 км кімберлітові трубки відсутні.

Переважна більшість трубок з великою (промисловою) кількістю алмазів знаходиться у діапазоні

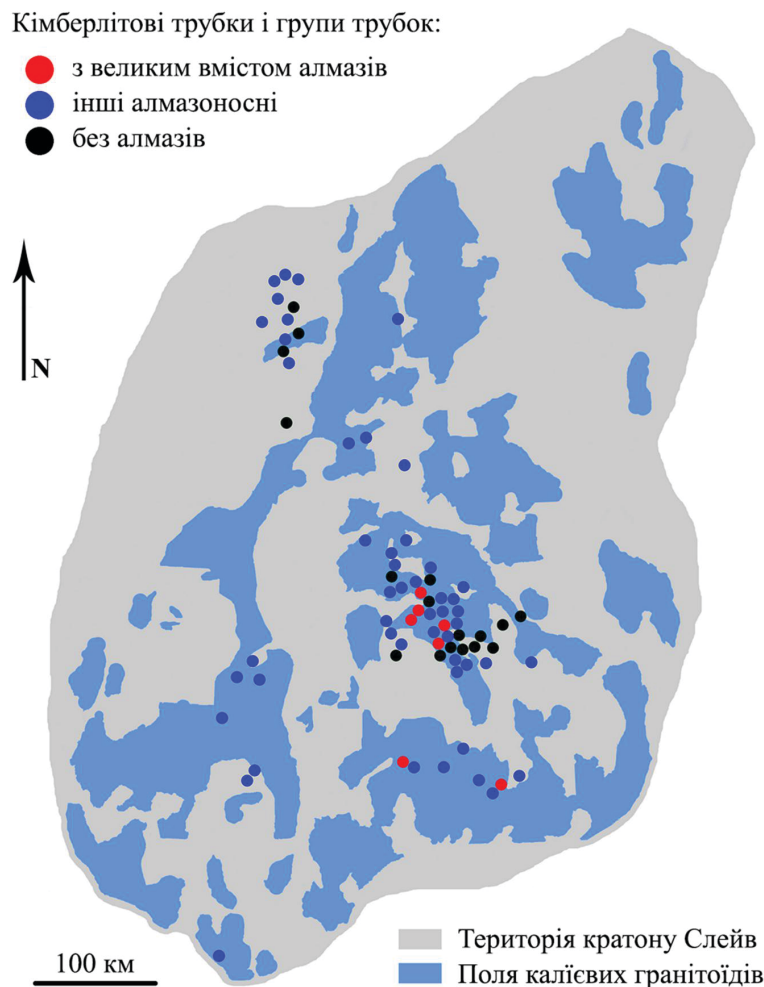


Рис. 3. Розташування кімберлітових трубок і полів калієвих гранітоїдів
Fig. 3. Location of kimberlite pipes and potassium granitoid fields

відстаней 100-119 км від залізорудних формацій. Менша кількість знаходиться на більшій відстані (120-146 км), одна трубка – на відстані 76 км. Ближче ніж 76 км до залізорудних формацій трубки з промисловою кількістю алмазів відсутні.

Наявні дані узгоджуються з субдукційною гіпотезою походження алмазів [2], згідно з якою залізорудні формації позначають місце розташування верхньої частини колишньої океанічної

плити та розташованого на ній осадового чохла, яка згодом була субдукована під кратон. Залізисті осади, які мають високу щільність, сприяють зануренню плити, внаслідок чого її нижня частина опиняється глибоко під кратоном (на глибинах до 200-250 км). Саме в цьому місці присутні умови, сприятливі для утворення алмазів – високі тиск і температура (4-7 ГПа, 1000-1500°C), а також наявність заліза.

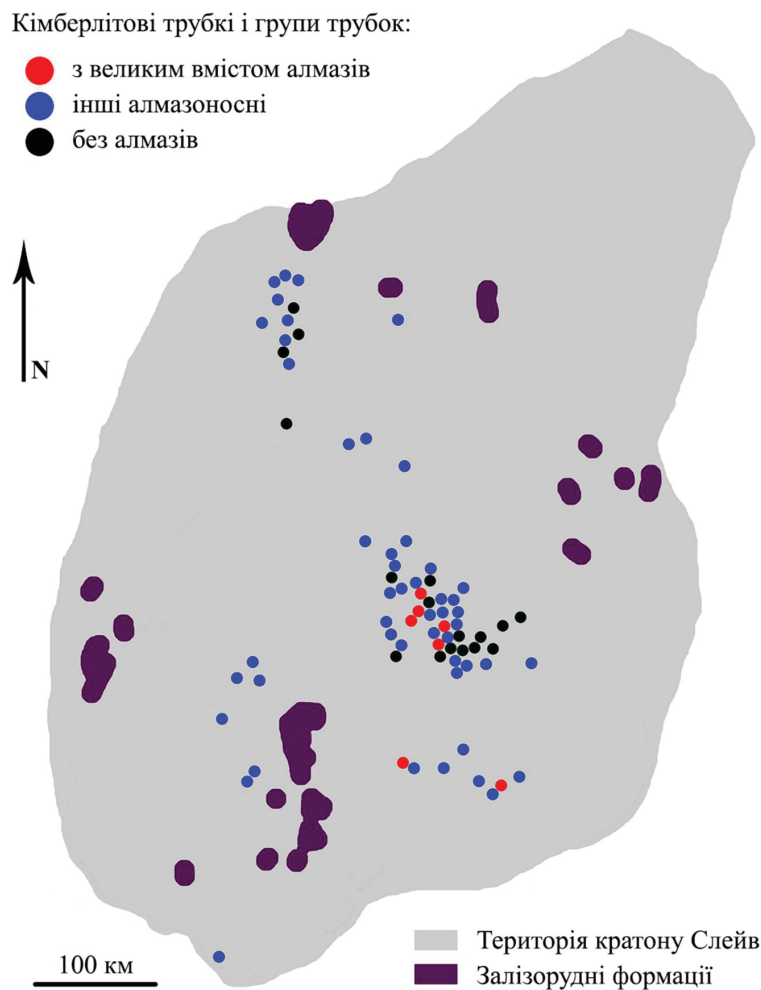


Рис. 4. Розташування кімберлітових трубок і залізорудних формацій
Fig. 4. Location of kimberlite pipes and iron formations

Таблиця 3/Table 3

Залежність алмазоносності від відстані до залізорудних формацій (BIF)
Relationship between diamond content and distance to banded iron formations (BIF)

Відстань до BIF (км)	Кількість трубок			
	З алмазами	Без алмазів	Промисл. кількість	Усього
0–19	0	0	0	0
20–39	8	0	0	8
40–59	7	1	0	8
60–79	9	5	1	15
80–99	18	3	0	21
100–119	44	18	12	74
120–139	47	8	2	57
140–146	8	1	4	13

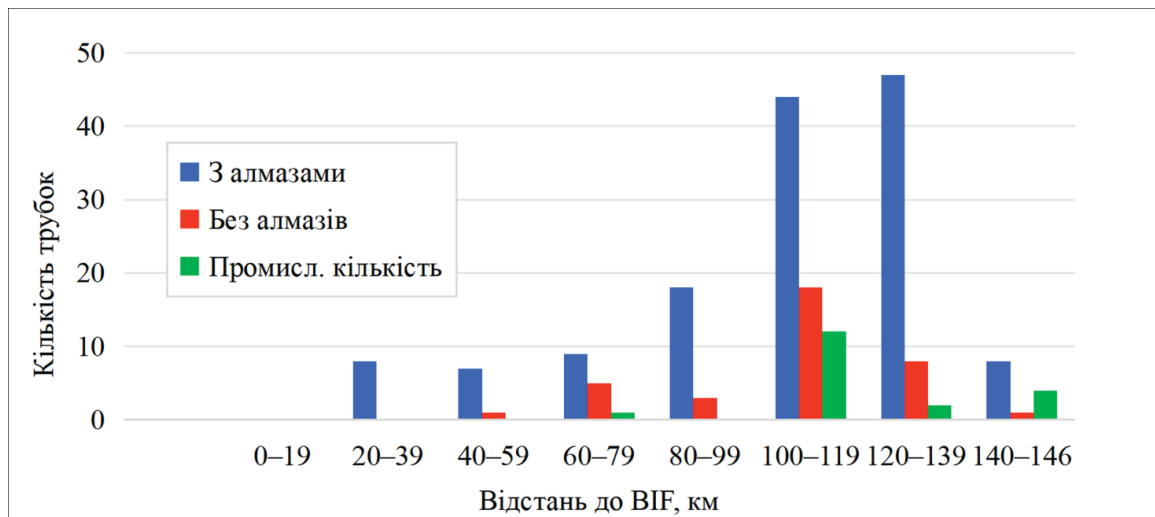


Рис. 5. Залежність алмазності від відстані до залізрудних формацій (BIF)
 Fig. 5. Relationship between diamond content and distance to banded iron formations (BIF)

Отже, відстань між алмазоносними трубками і залізрудними формаціями дорівнює проекції відстані між верхньою і нижньою частинами похило зануреної плити на горизонтальну площину. Тобто, якщо ця гіпотеза справедлива, то відстань між алмазоносними трубками і залізрудними формаціями не може бути малою, а, навпаки, повинна бути близькою до лінійних розмірів плити. Що і спостерігається (Рис. 4, 5).

При загальній дегазації новоствореної пізньоархейської мантії вивільняються, поміж інших речовин, також вода та вуглекислий газ. Занурення залізрудних формацій створює умови виникнення у мантії розплавів заліза. При реакції із залізом вода вивільняє водень. При реакції водню з вуглекислим газом відбувається відновлення та вивільнення вуглецю, з якого у вищезазначених умовах утворюється алмаз [2]. Вертикальна міграція флюїдів дегазації, збагачених калієм, створює поля висококалієвих порід земної кори континенту [17; 22]. В подальшому, новоутворені алмази виносяться вертикально вгору кімберлітовими трубками більш молодого (будь-якого) віку.

Отже, субдукційна гіпотеза добре узгоджується з моделлю калієвого метасоматозу. Можна припустити, що просторове співпадіння занурених залізрудних формацій, полів збагачених калієм корових порід та кімберлітового магматизму будь-якого віку є дуже важливим для формування алмазності.

Висновки. Проведене дослідження геологічного оточення кімберлітових трубок кратону Слейв дозволяє сформулювати наступні положення:

1. Встановлено пряму залежність між промисловою алмазністю кімберлітів та неоархейським віком (2,8-2,5 млрд років) порід фундаменту, що їх вміщують. Хоча кімберлітові трубки (в тому числі алмазоносні) трапляються в породах різного віку (від архею до палеопротерозою), але усі великі

промислові родовища кратону Слейв (Д'явік, Екати, Снеп Лейк, Гаччо К'ю) локалізовані виключно в межах ділянок з неоархейським фундаментом. Це вказує на те, що саме тектоно-магматичні події неоархею створили умови в літосферній частині мантії, сприятливі для формування алмазів.

2. Виявлено просторовий зв'язок найбільшої концентрації алмазоносних кімберлітів, зокрема трубок з промисловим вмістом алмазів, з неоархейськими калієвими гранітоїдами. Цей факт підтверджує гіпотезу про роль каналізованого калієвого метасоматозу в процесах алмазоутворення. Поля калієвих гранітоїдів на поверхні, ймовірно, маркують зони глибинної дегазації та просочування мантії флюїдами, збагаченими калієм та іншими леткими компонентами, що створювало сприятливе середовище для кристалізації алмазів у літосферній мантії.

3. Встановлено, що кімберлітові трубки відсутні в безпосередній близькості (0-19 км) до виходів залізрудних формацій, а переважна більшість промислово алмазоносних трубок розташована на значній відстані від BIF, з чітко вираженим піком у діапазоні 100-119 км та меншим піком у діапазоні 140-146 км. Ця закономірність добре узгоджується з субдукційною гіпотезою створення умов для утворення алмазів. Згідно з цією моделлю, залізрудні формації маркують на поверхні верхній край субдукованої океанічної плити, тоді як алмазоносні кімберліти формуються над її нижньою, глибоко зануреною частиною. Відстань у ~100-140 км є горизонтальною проекцією цієї похило зануреної плити.

4. Отримані результати дозволяють об'єднати різні гіпотези в єдину геодинамічну модель для кратону Слейв. Субдукція океанічної кори разом із залізрудними формаціями під архейський кратон наприкінці неоархею призвела до посиленої дегідратації мантії та вивільнення збагачених калієм, водою і вуглецем флюїдів. Ці флюїди, піднімаючись

вгору, спричинили калієвий метасоматоз літосферної мантії та формування полів калієвих гранітоїдів у корі. У зоні найбільшої флюїдної активності та існування розплавів заліза відбувалося утворення алмазів. Пізніші епізоди тектонічної активності (у кембрії, крейді, палеогені та ін.) лише «відкрили» ці древні алмазоносні резервуари, винісши алмази на поверхню у складі кімберлітів.

Отже, комплексний критерій для пошуку алмазів повинен включати поєднання наступних ключових параметрів:

- 1) неоархейський вік фундаменту,
- 2) наявність полів калієвих гранітоїдів і калієвих метасоматитів,

3) розташування на відстані ~100–140 км від смуг залізородних формацій, нахилених у бік полів порід, збагачених калієм. Застосування цього комплексного підходу може суттєво підвищити ефективність геологорозвідувальних робіт на алмази в інших докембрійських кратонах світу.

Встановлені закономірності відкривають нові перспективи для досліджень Українського щита. Екстраполяція встановлених параметрів на вітчизняні докембрійські комплекси дозволить обґрунтувати нові напрями пошуків алмазів та зміцнити мінерально-сировинну базу України.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ:

1. Луначек А. Обзор просторового розподілу кімберлітових трубок по тектонічних структурах світу. *GEO&BIO*. 2025. № 27. С. 101–114. URL: <https://doi.org/10.53452/gb2708>
2. Сорохтін О. Г., Сорохтін Н. О. Субдукційний механізм утворення алмазів. *Геологія і корисні копалини Світового океану*. № 1. С. 5–36.
3. Armstrong J. Diamond discovery in the Slave craton: compilations of exploration data as tools for future discovery. *Abstracts of the 8th International Kimberlite Conference*. Victoria, 2003. P. 1–5.
4. Bekker A., Slack J., Planavsky N., Krapez B., Hofmann A., Konhauser K., Rouxel O. Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. *Economic Geology*. 2010. Vol. 105. P. 467–508. URL: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.467>
5. Carvalho L. D., Doyle B., Stachel T., Stern R., Steele-MacInnis M., Nestola F., Pearson D. The Sequoia kimberlite complex, central Slave Craton – a new superdeep diamond location. *Mineralogy and Petrology*. 2025. Vol. 119. P. 395–409. URL: <https://doi.org/10.1007/s00710-025-00899-0>
6. Davis W. J., Jones A. G., Bleeker W., Grütter H. Lithosphere development in the Slave craton: a linked crustal and mantle perspective. *Lithos*. 2003. Vol. 71, No. 2–4. P. 575–589. URL: [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(03\)00131-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00131-2)
7. Faure S. World Kimberlites CONSOREM Database (Version 3). *Consortium de Recherche en Exploration Minérale CONSOREM*. Université du Québec à Montréal, 2010. Numerical database. URL: https://consorem2.uqac.ca/production_scientifique/fiches_projets/world_kimberlites_and_lamproites_consorem_database_v2010.xls (дата звернення: 12.03.2026)
8. Greene S., Jacob D. E., O'Reilly S. Y. Olivine evidence for an ultramafic silicate precursor melt for the Jericho kimberlite (Slave Craton, Canada). *Lithos*. 2023. Vol. 438–439. P. 1–16. URL: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106996>
9. Heaman L. M., Kjarsgaard B. A., Creaser R. A. The timing of kimberlite magmatism in North America: implications for global kimberlite genesis and diamond exploration. *Lithos*. 2003. Vol. 71, No. 2–4. P. 153–184. URL: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.07.005>
10. Helmstaedt H. Crust–mantle coupling revisited: the Archean Slave craton, NWT, Canada. *Lithos*. 2009. Vol. 112. P. 1055–1068. URL: <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.046>
11. Iizuka T., Komiya T., Ueno Y., Katayama I., Uehara Y., Maruyama S., Hirata T., Johnson S., Dunkley D. Geology and zircon geochronology of the Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada: new constraints on its tectonothermal history. *Precambrian Research*. 2007. Vol. 153. P. 179–208. URL: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.11.017>
12. Jones A., Ferguson I., Chave A., Evans R., McNeice G. Electric lithosphere of the Slave craton. *Geology*. 2001. Vol. 29, No. 5. P. 423–426. URL: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0423:ELOTSC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0423:ELOTSC>2.0.CO;2)
13. Kaempf J., Johnson T. E., Clark C., Alfing J., Brown M., Lanari P., Rankenburg K. Paleoproterozoic metamorphism in the Acasta Gneiss Complex: constraints from phase equilibrium modelling and in situ garnet Lu–Hf geochronology. *Journal of Metamorphic Geology*. 2024. Vol. 42, No. 3. P. 373–394. URL: <https://doi.org/10.1111/jmg.12759>
14. Kjarsgaard B., Levinson A. Diamonds in Canada. *Gems & Gemology*. 2002. Vol. 38. P. 208–238. URL: <https://doi.org/10.5741/GEMS.38.3.208>
15. Kjarsgaard B., Wit M., Heaman L., Pearson G., Stiefenhofer J., Januszczak N., Shirey S. A review of the geology of global diamond mines and deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2022. Vol. 88. P. 1–117. URL: <https://doi.org/10.2138/rmg.2022.88.01>
16. Konzett J., Sweeney R., Thompson A., Ulmer P. Potassium amphibole stability in the upper mantle: an experimental study in a peralkaline KNCMASH system to 8.5 GPa. *Journal of Petrology*. 1997. Vol. 38. P. 537–568. URL: <https://doi.org/10.1093/petrology/38.5.537>
17. Lobach-Zhuchenko S., Rollinson H., Chekulaev V., Savatzenkov V., Kovalenko A., Martin H., Guseva N., Arestova N. Petrology of a Late Archean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insights into Late Archean mantle metasomatism. *Journal of Petrology*. 2008. Vol. 49. P. 393–420. URL: <https://doi.org/10.1093/petrology/egm084>
18. Luniachek A. Slave Kimberlites Database 2025 v4 [Data set]. *Zenodo*. 2025. <https://doi.org/10.5281/zenodo.17157966>
19. Palyanov Y. N., Shatsky V. S., Sobolev N. V., Sokol A. G. The role of mantle ultrapotassic fluids in diamond formation. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA*. 2007. Vol. 104, No. 22. P. 9122–9127. URL: <https://doi.org/10.1073/pnas.0608134104>
20. Pell J. Kimberlites in the Slave Craton, Northwest Territories, Canada. *Geoscience Canada*. 1997. Vol. 24. P. 77–88.
21. Quinn D., Idzikowski C., Peters S., Czaplowski J., Kishor P. Macrostrat geologic map. Version 4.1.3. 2023. URL: <https://macrostrat.org/map> (дата звернення: 12.03.2026)
22. Roots E., Hill G., Frieman B., Smith R., Craven J., Snyder D. B., Calvert A. Channelized metasomatism in Archean cratonic roots as a mechanism of lithospheric refertilization. *Nature Communications*. 2025. Vol. 16. P. 1–10. URL: <https://doi.org/10.1038/s41467-025-62912-6>

23. Safonov O. G., Butvina V., Limanov E. Phlogopite-forming reactions as indicators of metasomatism in the lithospheric mantle. *Minerals*. 2019. Vol. 9. P. 685. URL: <https://doi.org/10.3390/min9110685>
24. Shigley J., Shor R., Padua P., Breeding C., Shirey S., Ashbury D. Mining diamonds in the Canadian Arctic: the Diavik Mine. *Gems & Gemology*. 2016. Vol. 52. P. 104–131. URL: <https://doi.org/10.5741/GEMS.52.2.104>
25. Shirey S., Shigley J. Recent advances in understanding the geology of diamonds. *Gems & Gemology*. 2013. Vol. 49. P. 188–222. URL: <https://doi.org/10.5741/GEMS.49.4.188>
26. Shirey S., Cartigny P., Frost D., Keshav S., Nestola F., Nimis P., Pearson G., Sobolev N., Walter M. Diamonds and the geology of mantle carbon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2013. Vol. 75. P. 355–421. URL: <https://doi.org/10.2138/rmg.2013.75.12>
27. Smith E., Shirey S., Nestola F., Bullock E., Wang J., Richardson H., Wang W. Large gem diamonds from metallic liquid in Earth's deep mantle. *Science*. 2016. Vol. 354. P. 1403–1405. URL: <https://doi.org/10.1126/science.aal1303>
28. Stachel T., Aulbach S., Harris J. Mineral inclusions in lithospheric diamonds. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2022. Vol. 88, No. 1. P. 307–391. URL: <https://doi.org/10.2138/rmg.2022.88.06>
29. Stuble M. P., Irwin D. Bedrock geology of the Slave Craton, Northwest Territories and Nunavut. *Northwest Territories Geological Survey*. NWT Open File 2019-01. 2019. ESRI® and Adobe® digital files.
30. Tomlinson E., Jones A., Milledge J. High-pressure experimental growth of diamond using C–K₂CO₃–KCl as an analogue for Cl-bearing carbonate fluid. *Lithos*. 2004. Vol. 77, No. 1–4. P. 287–294. URL: [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(04\)00147-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(04)00147-1)
31. Yaxley G. M., Berry A. J., Rosenthal A., Woodland A., Paterson D. Redox preconditioning deep cratonic lithosphere for kimberlite genesis — evidence from the central Slave Craton. *Scientific Reports*. 2017. Vol. 7, No. 1. P. 30. URL: <https://doi.org/10.1038/s41598-017-00049-3>

Стаття надійшла до редакції 24.02.2026

Стаття рекомендована до друку 01.04.2026

Опубліковано 30.05.2026

Luniachek Andrii – PhD student of the Department of Fundamental and Applied Geology, Senior Researcher at the Nature Museum, V. N. Karazin Kharkiv National University; e-mail: serval185@gmail.com; ORCID ID: <https://orcid.org/0009-0008-9428-6551>

ANALYSIS OF THE GEOLOGICAL ENVIRONMENT OF KIMBERLITE PIPES IN THE SLAVE CRATON (CANADA)

The purpose of the article is to identify diamond-bearing criteria through a comparative analysis of the spatial distribution of kimberlite pipes in the Slave Craton with varying diamond content based on characteristics such as the age and type of host rocks and the distance to iron formations.

Main material. The article analyses the geological environment of kimberlite pipes in the Slave Craton with varying levels of diamond content. A qualitative comparison of the main kimberlite fields was carried out, which made it possible to identify the distinctive features of areas with industrial diamond deposits. A database of 196 pipes was created, which made it possible to conduct a quantitative statistical analysis of the relationships between diamond content and geological environment parameters. It was shown that all commercial deposits of the craton (Diavik, Ekati, Snap Lake, Gahcho Kue) are associated exclusively with the Neoproterozoic basement (2.8–2.5 billion years old), indicating the decisive role of Late Archean tectonic and magmatic events in the formation of conditions favorable for diamond crystallization. A distinct concentration of industrial diamond-bearing pipes has been identified within potassium granitoid fields, which is consistent with the potassium metasomatism model and the concept of «channelled degassing» in the Late Archean. It has been established that kimberlite pipes are absent at a distance of less than 20 km from the surface outcrops of iron formations, while the largest number of industrial pipes are concentrated at a distance of 100–146 km, which is consistent with the subduction model of diamond origin, according to which BIFs mark the upper edge of a steeply subducted oceanic plate, while diamond formation occurred near its lower part.

Conclusions. The results obtained allow us to combine various hypotheses into a single geodynamic model, where the subduction of the oceanic crust at the end of the Neoproterozoic led to the release of potassium-enriched fluids, potassium metasomatism of the lithospheric mantle, the Earth's crust, and the formation of diamonds. A comprehensive search criterion for industrial diamond deposits has been formulated, which includes a combination of the following parameters: 1) Neoproterozoic age of the continental basement, 2) presence of fields of potassium granitoids and potassium metasomatites, 3) location at a distance of ~100–140 km from the outcrops of iron formations on the surface. The application of this approach is important for optimizing diamond exploration and prospecting both within the Slave Craton and in other Precambrian cratons of the world, in particular for identifying potential diamond-bearing areas within the Ukrainian Shield.

Keywords: kimberlite pipes, diamonds, Slave Craton, Neoproterozoic, potassium metasomatism, subduction.

REFERENCES:

- Luniachek, A. (2025). Review of the spatial distribution of kimberlite pipes in the tectonic structures of the world. *GEO&BIO*, 27, 101–114. <https://doi.org/10.53452/gb2708> [in Ukrainian]
- Sorohtin, O. G., & Sorohtin, N. O. (2006). Subduction mechanism of diamond origin. *Geology and Mineral Resources of the World Ocean*, 1, 5–36. [in Ukrainian]
- Armstrong, J. (2003). Diamond discovery in the Slave craton: Compilations of exploration data as tools for future discovery. *In Abstracts of the 8th International Kimberlite Conference* (pp. 1–5). Victoria. [in English]

4. Bekker, A., Slack, J., Planavsky, N., Krapez, B., Hofmann, A., Konhauser, K., & Rouxel, O. (2010). Iron formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. *Economic Geology*, 105, 467–508. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.105.3.467> [in English]
5. Carvalho, L. D., Doyle, B., Stachel, T., Stern, R., Steele-MacInnis, M., Nestola, F., & Pearson, D. (2025). The Sequoia kimberlite complex, central Slave Craton: A new superdeep diamond location. *Mineralogy and Petrology*, 119, 395–409. <https://doi.org/10.1007/s00710-025-00899-0> [in English]
6. Davis, W. J., Jones, A. G., Bleeker, W., & Grütter, H. (2003). Lithosphere development in the Slave craton: A linked crustal and mantle perspective. *Lithos*, 71(2–4), 575–589. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(03\)00131-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00131-2) [in English]
7. Faure, S. (2010). World Kimberlites CONSOREM Database (Version 3) [Data set]. *Consortium de Recherche en Exploration Minérale CONSOREM*, Université du Québec à Montréal. https://consorem2.uqac.ca/production_scientifique/fiches_projets/world_kimberlites_and_lamproites_consorem_database_v2010.xls [in English]
8. Greene, S., Jacob, D. E., & O'Reilly, S. Y. (2023). Olivine evidence for an ultramafic silicate precursor melt for the Jericho kimberlite (Slave Craton, Canada). *Lithos*, 438–439, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106996> [in English]
9. Heaman, L. M., Kjarsgaard, B. A., & Creaser, R. A. (2003). The timing of kimberlite magmatism in North America: Implications for global kimberlite genesis and diamond exploration. *Lithos*, 71(2–4), 153–184. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2003.07.005> [in English]
10. Helmstaedt, H. (2009). Crust–mantle coupling revisited: The Archean Slave craton, NWT, Canada. *Lithos*, 112, 1055–1068. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.04.046> [in English]
11. Iizuka, T., Komiya, T., Ueno, Y., Katayama, I., Uehara, Y., Maruyama, S., Hirata, T., Johnson, S., & Dunkley, D. (2007). Geology and zircon geochronology of the Acasta Gneiss Complex, northwestern Canada: New constraints on its tectonothermal history. *Precambrian Research*, 153, 179–208. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.11.017> [in English]
12. Jones, A., Ferguson, I., Chave, A., Evans, R., & McNeice, G. (2001). Electric lithosphere of the Slave craton. *Geology*, 29(5), 423–426. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0423:ELOTSC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0423:ELOTSC>2.0.CO;2) [in English]
13. Kaempf, J., Johnson, T. E., Clark, C., Alfing, J., Brown, M., Lanari, P., & Rankenburg, K. (2024). Paleoproterozoic metamorphism in the Acasta Gneiss Complex: Constraints from phase equilibrium modelling and in situ garnet Lu–Hf geochronology. *Journal of Metamorphic Geology*, 42(3), 373–394. <https://doi.org/10.1111/jmg.12759> [in English]
14. Kjarsgaard, B., & Levinson, A. (2002). Diamonds in Canada. *Gems & Gemology*, 38, 208–238. <https://doi.org/10.5741/GEMS.38.3.208> [in English]
15. Kjarsgaard, B., Wit, M., Heaman, L., Pearson, G., Stiefenhofer, J., Januszczak, N., & Shirey, S. (2022). A review of the geology of global diamond mines and deposits. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 88, 1–117. <https://doi.org/10.2138/rmg.2022.88.01> [in English]
16. Konzett, J., Sweeney, R., Thompson, A., & Ulmer, P. (1997). Potassium amphibole stability in the upper mantle: An experimental study in a peralkaline KNCMASH system to 8.5 GPa. *Journal of Petrology*, 38, 537–568. <https://doi.org/10.1093/petrology/38.5.537> [in English]
17. Lobach-Zhuchenko, S., Rollinson, H., Chekulaev, V., Savatchenkova, V., Kovalenko, A., Martin, H., Guseva, N., & Arestova, N. (2008). Petrology of a late Archean, highly potassic sanukitoid pluton from the Baltic Shield: Insights into late Archean mantle metasomatism. *Journal of Petrology*, 49, 393–420. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm084> [in English]
18. Luniachek, A. (2025). Slave Kimberlites Database 2025 v4 [Data set]. *Zenodo*. <https://doi.org/10.5281/zenodo.17157966> [in Ukrainian]
19. Palyanov, Y. N., Shatsky, V. S., Sobolev, N. V., & Sokol, A. G. (2007). The role of mantle ultrapotassic fluids in diamond formation. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 104(22), 9122–9127. <https://doi.org/10.1073/pnas.0608134104> [in English]
20. Pell, J. (1997). Kimberlites in the Slave Craton, Northwest Territories, Canada. *Geoscience Canada*, 24, 77–88. [in English]
21. Quinn, D., Idzikowski, C., Peters, S., Czaplowski, J., & Kishor, P. (2023). Macrostrat geologic map (Version 4.1.3). <https://macrostrat.org/map> [in English]
22. Roots, E., Hill, G., Frieman, B., Smith, R., Craven, J., Snyder, D. B., & Calvert, A. (2025). Channelized metasomatism in Archean cratonic roots as a mechanism of lithospheric refertilization. *Nature Communications*, 16, 1–10. <https://doi.org/10.1038/s41467-025-62912-6> [in English]
23. Safonov, O. G., Butvina, V., & Limanov, E. (2019). Phlogopite-forming reactions as indicators of metasomatism in the lithospheric mantle. *Minerals*, 9, 685. <https://doi.org/10.3390/min9110685> [in English]
24. Shigley, J., Shor, R., Padua, P., Breeding, C., Shirey, S., & Ashbury, D. (2016). Mining diamonds in the Canadian Arctic: The Diavik Mine. *Gems & Gemology*, 52, 104–131. <https://doi.org/10.5741/GEMS.52.2.104> [in English]
25. Shirey, S., & Shigley, J. (2013). Recent advances in understanding the geology of diamonds. *Gems & Gemology*, 49, 188–222. <https://doi.org/10.5741/GEMS.49.4.188> [in English]
26. Shirey, S., Cartigny, P., Frost, D., Keshav, S., Nestola, F., Nimis, P., Pearson, G., Sobolev, N., & Walter, M. (2013). Diamonds and the geology of mantle carbon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 75, 355–421. <https://doi.org/10.2138/rmg.2013.75.12> [in English]
27. Smith, E., Shirey, S., Nestola, F., Bullock, E., Wang, J., Richardson, H., & Wang, W. (2016). Large gem diamonds from metallic liquid in Earth's deep mantle. *Science*, 354, 1403–1405. <https://doi.org/10.1126/science.aal1303> [in English]
28. Stachel, T., Aulbach, S., & Harris, J. (2022). Mineral inclusions in lithospheric diamonds. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 88(1), 307–391. <https://doi.org/10.2138/rmg.2022.88.06> [in English]
29. Stuble, M. P., & Irwin, D. (2019). Bedrock geology of the Slave Craton, Northwest Territories and Nunavut (NWT Open File 2019-01). *Northwest Territories Geological Survey*. [in English]
30. Tomlinson, E., Jones, A., & Milledge, J. (2004). High-pressure experimental growth of diamond using C–K₂CO₃–KCl as an analogue for Cl-bearing carbonate fluid. *Lithos*, 77(1–4), 287–294. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(04\)00147-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(04)00147-1) [in English]
31. Yaxley, G. M., Berry, A. J., Rosenthal, A., Woodland, A., & Paterson, D. (2017). Redox preconditioning deep cratonic lithosphere for kimberlite genesis: Evidence from the central Slave Craton. *Scientific Reports*, 7(1), 30. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-00049-3> [in English]

The article was received by the editors 24.02.2026

The article is recommended for printing 01.04.2026

Published 30.05.2026