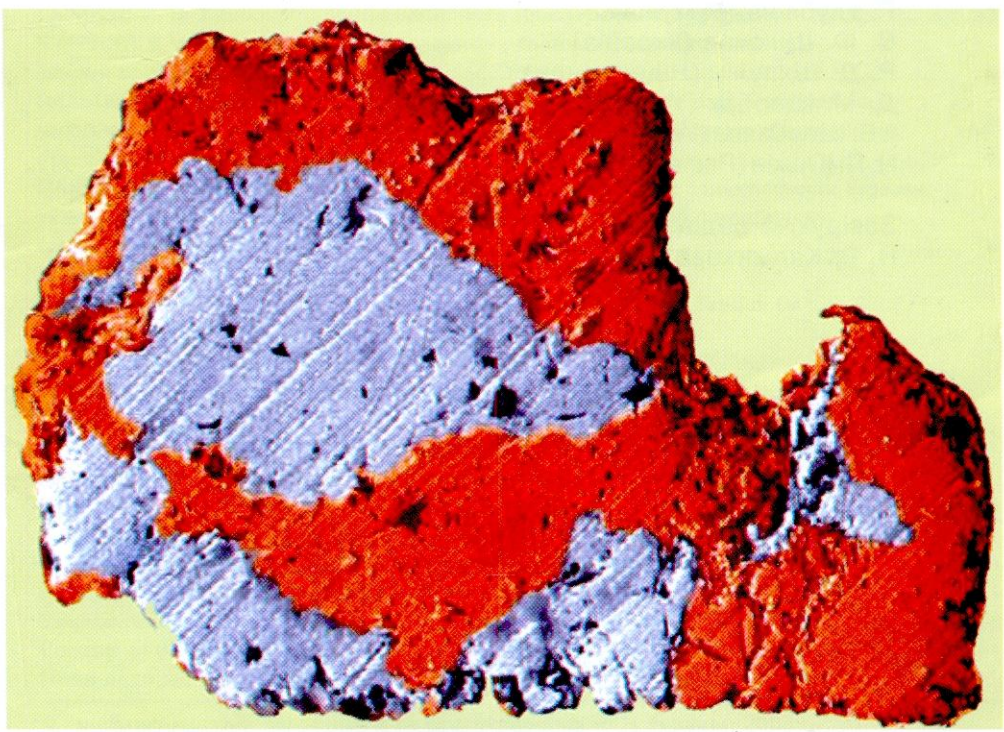
ISSN 0204-3548

МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ
MINERALOGICAL JOURNAL
(UKRAINE)

ТОМ
ДВАДЦЯТЬ П'ЯТИЙ
2003 5/6



На першій стор. обкладинки:

угорі — берил "Академік Є. К. Лазаренко" (камерні пегматити Волині);

у*низу* — зросток самородних міді і срібла (вулканіти венду Волині)

Номер висвітлює матеріали науково-практичної наради "Стан, перспективи та напрямки геологорозвідувальних робіт на алмази в Україні"

The Issue Elucidates the Materials Scientific and Practical Meeting "State, Prospects and Trends Geological Prospecting Works For Diamond in Ukraine"

РЕДАКЦІЙНА КОЛЕГІЯ

Головний редактор М. П. Щербак (Україна)

Г. В. Артеменко (Україна)
О. Б. Бобров (Україна)
Дж. Х. Бейкер (Нідерланди)
В. Ф. Грінченко (Україна)
К. Ю. Єсипчук (Україна)
Е. Я. Жовинський — заступник головного редактора (Україна)
В. М. Загнітко — заступник головного редактора (Україна)
В. М. Квасниця (Україна)
С. Г. Кривдік — заступник головного редактора (Україна)
Є. О. Куліш (Україна)
Г. О. Кульчицька — відповідальний секретар (Україна)
О. О. Маракушев (Росія)
В. І. Павлишин — заступник головного редактора (Україна)
О. М. Платонов (Україна)
А. Пестржинський (Польща)
К. Сандблад (Фінляндія)
Е. В. Соботович (Україна)
Г. Удубаша (Румунія)
Є. Ф. Шнюков (Україна)
Р. Д. Шхаулін (Нідерланди)
Д. М. Щербак (Україна)
І. Б. Щербаков (Україна)
М. П. Юшкін (Росія)

Завідуюча редакцією
Н. Р. Калмикова

АДРЕСА РЕДАКЦІЇ

03680 Київ-142, проспект Академіка Палладіна, 34
Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України
редакція "Мінералогічного журналу"
Тел. 424-02-42
E-mail address: minjournal@igmr.relc.com

EDITORIAL BOARD

Editor-in-Chief M. P. Shcherbak (Ukraine)

G. V. Artemenko (Ukraine)
O. B. Bobrov (Ukraine)
J. H. Baker (The Netherlands)
V. F. Grinchenko (Ukraine)
K. Yu. Esypchuk (Ukraine)
Ed. Ya. Zhovinsky - Deputy Editor-in-Chief (Ukraine)
V. M. Zagnitko - Deputy Editor-in-Chief (Ukraine)
V. M. Kvasnytsya (Ukraine)
S. G. Kryvdik - Deputy Editor-in-Chief (Ukraine)
E. O. Kulish (Ukraine)
G. O. Kulchytska - Secretary-in-Chief (Ukraine)
A. A. Marakushev (Russia)
V. I. Pavlyshyn - Deputy Editor-in-Chief (Ukraine)
O. M. Platonov (Ukraine)
A. Piestrzhynski (Poland)
K. Sundblad (Finland)
E. V. Sobotovych (Ukraine)
G. Udubaşa (Rumania)
R. D. Schuiling (The Netherlands)
E. F. Shnyukov (Ukraine)
D. M. Shcherbak (Ukraine)
I. B. Shcherbakov (Ukraine)
N. P. Yushkin (Russia)

Head of the Editorial Staff
N. R. Kalmykova

Editors A. I. Radchenko, V. V. Matrosova

EDITORSHIP ADDRESS

34, Palladina Prospect, 03680, Kyiv-142, Ukraine
Tel. (38044) 424-02-42
Fax (38044) 424-12-70
E-mail: minjournal@igmr.relc.com

Свідоцтво про державну реєстрацію друкованого засобу масової інформації видане
Державним Комітетом інформаційної політики, телебачення та радіомовлення України
Серія КВ № 7104

Друкується за постановою редакційної колегії журналу

Редактори А. І. РАДЧЕНКО, В. В. МАТРОСОВА
Художній редактор Т. М. НЕМЕРОВСЬКА
Технічний редактор Т. М. ШЕНДЕРОВИЧ

Здано до набору 19.11.2003. Підп. до друку 15.12.2003. Формат 70×108/16. Папір. офс. № 1. Гарн. Таймс ЕТ. Друк офсетний. Умов. друк. арк. 13,0. Тираж 300 прим. Зак. 5-01/03

Типографія фірми "Есе", Київ, пр-т Вернадського, 34/1

NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF UKRAINE

MINERALOGICAL JOURNAL (UKRAINE)

SCIENTIFIC-THEORETICAL JOURNAL

FOUNDED IN SEPTEMBER, 1979

4 ISSUES PER YEAR

Vol. 25, No 5/6, September-December, 2003 KYIV

Contents

INTRODUCTION 5
GURSKY D. S., METALIDI V. S., PRYKHODKO V. L., GEIKO YU. V. Diamond-Bearing Prospects of Ukraine and Trends of Geological Prospecting Works 7
SHCHERBAK N. P., ARTEMENKO G. V., GRYNCHENKO A. V. Age Correlation of Endogenic Processes of Slave (Canada) and Middle-Peri-Dnieper (Ukraine) Cratons in Connection with the Problem of Diamond Content 18
KVASNYTSYA V. M., GLEVASSKY YE. B., KRYVDIK S. G. Paleotectonic, Petrological and Mineralogical Criteria Content in the Ukrainian Shield 24
TSYMBAL S. N., TSYMBAL YU. S. Composition of the Upper Mantle and Diamond Content Prospects of the Nort-Western Part of the Ukrainian Shield 40
KRYVDIK S. G., TSYMBAL S. N., GEIKO YU. V. Proterozoic Ultrabasic Magmatism of the North-Western Part of the Ukrainian Shield as Kimberlite Fomation Indicator 57
TSYMBAL S. N. Kimberlites of the Central Part of the Prypyat Swell (Ukraine) 70
KUREPIN V. A. Erosion Cut of Granulite Blocks of the Ukrainian Shield According to Data of Geological Thermobarometry 88
VALTER A. A., KVASNYTSYA V. N., YEREMENKO G. K., CHASHKA A. I. On Possibilities of Use of Typomorphism of Small Diamonds for Estimation of Diamond Content of the Territories and Separate Objects of the Ukrainian Shield 95
PALKINA E. YU., POLKANOV YU. A., KHRENOV A. YA. On the Problem of Diamond Content in Ukraine: Typomorphism of Small Diamonds and Creation of the Branch Standard on Determining Diamonds Origin 101
ILCHENKO K. O, KVASNYTSYA V. M., TARAN M. M., KOZAR M. A., PAVLJUK V. M., TSYMBAL YU. S. Defect Centres of Small Diamonds of Ukraine (from the Data of Infrared Spectroscopy) 108
LUPASHKO T. M., TARASHCHAN A. M., ILCHENKO K. O., KVASNYTSYA V. M., TARAN M. M., TSYMBAL YU. S. Comparison of Photoluminescence Data and IR-Absorption of Small Diamonds of Ukraine 121
TSYMBAL YU. S., KVASNYTSYA V. M., TSYMBAL S. N., TARASKO I. V. Unordinary Chromspinelides from Tuffs of Volynian Series of the Lover Vendian in the Northern Part of Volyn-Podolian Plate 130

News Items

ANTON ANTONOVICH VALTER (On the 70th Anniversary of His Birthday) 141
IN MEMORY OF BORIS FERAPONTOVICH MITSKEVICH 143
Зміст журналу за 2003 р. 145
Contents of the Journal 2003 148
Our Authors ..... 3d page of cover

© Institute of Geochemistry, Mineralogy and Ore Formation of National Academy of Sciences of Ukraine, 2003

EDITORIAL BOARD

Editor-in-Chief M. P. Shcherbak (Ukraine)

G. V. Artemenko (Ukraine)
O. B. Bobrov (Ukraine)
J. H. Baker (The Netherlands)
V. F. Grinchenko (Ukraine)
K. Yu. Esypchuk (Ukraine)
Ed. Ya. Zhovinsky - Deputy Editor-in-Chief (Ukraine)
V. M. Zagnitko - Deputy Editor-in-Chief (Ukraine)
V. M. Kvasnytsya (Ukraine)
S. G. Kryvdik - Deputy Editor-in-Chief (Ukraine)
E. O. Kulish (Ukraine)
G. O. Kulchytska - Secretary-in-Chief (Ukraine)
A. A. Marakushev (Russia)
V. I. Pavlyshyn - Deputy Editor-in-Chief (Ukraine)
O. M. Platonov (Ukraine)
A. Piestrzhynski (Poland)
K. Sundblad (Finland)
E. V. Sobotovych (Ukraine)
G. Udubaşa (Rumania)
R. D. Schuiling (The Netherlands)
E. F. Shnyukov (Ukraine)
D. M. Shcherbak (Ukraine)
I. B. Shcherbakov (Ukraine)
N. P. Yushkin (Russia)

Head of the Editorial Staff
N. R. Kalmykova

Editors A. I. Radchenko, V. V. Matrosova

EDITORSHIP ADDRESS

34, Palladina Prospect, 03680, Kyiv-142, Ukraine
Tel. (38044) 424-02-42
Fax (38044) 424-12-70
E-mail: minjournal@igmr.relc.com

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ

МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ

ВИХОДИТЬ 4 РАЗИ НА РІК

Том 25, №5/6, вересень-грудень, 2003

КИЇВ

Зміст

ВСТУП 5
ГУРСЬКИЙ Д. С., МЕТАЛІДІ В. С., ПРИХОДЬКО В. Л., ГЕЙКО Ю. В. Перспективи алмазоносності України та напрямки геологорозвідувальних робіт 7
ЩЕРБАК Н. П., АРТЕМЕНКО Г. В., ГРИНЧЕНКО А. В. Возрастная корреляция эндогенных процессов кратонов Слейв (Канада) и Среднеприднепровского (Украина) в связи с проблемой алмазоносности 18
КВАСНИЦЯ В. М., ГЛЕВАСЬКИЙ Є. Б., КРИВДІК С. Г. Палеотектонічні, петрологічні та мінералогічні критерії алмазоносності Українського щита 24
ЦЫМБАЛ С. Н., ЦЫМБАЛ Ю. С. Состав верхней мантии и перспективы алмазоносности северо-западной части Украинского щита 40
КРИВДИК С. Г., ЦЫМБАЛ С. Н., ГЕЙКО Ю. В. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм северо-западной части Украинского щита как индикатор кимберлитообразования 57
ЦЫМБАЛ С. Н. Кимберлиты центральной части Припятского вала (Украина) 70
КУРЕПИН В. А. Эрозионный срез гранулитовых блоков Украинского щита по данным геологической термобарометрии 88
ВАЛЬТЕР А. А., КВАСНИЦА В. Н., ЕРЕМЕНКО Г. К., ЧАШКА А. И. О возможностях использования типоморфизма мелких алмазов для оценки алмазоносности территорий и отдельных объектов Украинского щита 95
ПАЛКИНА Е. Ю., ПОЛКАНОВ Ю. А., ХРЕНОВ А. Я. К проблеме алмазоносности Украины: типоморфизм мелких алмазов и создание отраслевого стандарта по определению происхождения алмазов 101
ІЛЬЧЕНКО К. О., КВАСНИЦЯ В. М., ТАРАН М. М., КОЗАР М. А., ПАВЛЮК В. М., ЦИМБАЛ Ю. С. Дефектні центри дрібних алмазів України (за даними інфрачервоної спектроскопії) 108
ЛУПАШКО Т. М., ТАРАЩАН А. М., ІЛЬЧЕНКО К. О., КВАСНИЦЯ В. М., ТАРАН М. М., ЦИМБАЛ Ю. С. Зіставлення даних фотолюмінесценції та ІЧ-поглинання дрібних алмазів України 121
ЦИМБАЛ Ю. С., КВАСНИЦЯ В. М., ЦИМБАЛ С. М., ТАРАСКО І. В. Незвичайні хромшпінеліди із туфів волинської серії нижнього венду північної частини Волино-Подільської плити 130

Хроніка

АНТОН АНТОНОВИЧ ВАЛЬТЕР (до 70-річчя від дня народження) 141
ПАМЯТИ БОРИСА ФЕРАПОНТОВИЧА МИЦКЕВИЧА 143
Зміст журналу за 2003 р. 145
Contents of the Journal 2003 148
Наші автори ..... 3-я стр. обл.

© Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України, 2003

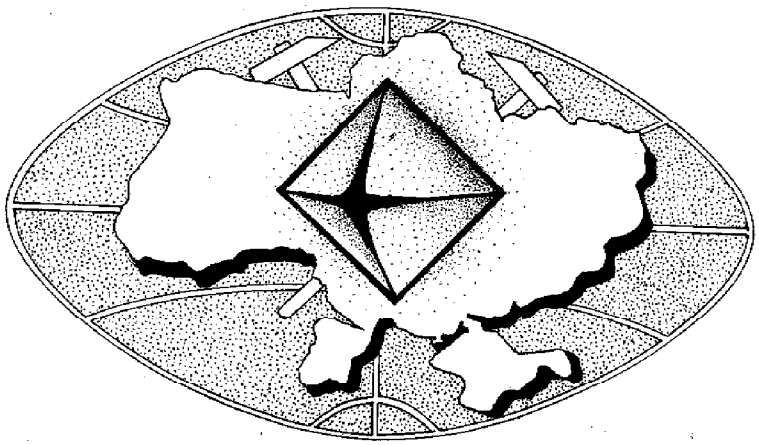
Свідоцтво про державну реєстрацію друкованого засобу масової інформації видане
Державним Комітетом інформаційної політики, телебачення та радіомовлення України
Серія КВ № 7104

Друкується за постановою редакційної колегії журналу

Редактори А. І. РАДЧЕНКО, В. В. МАТРОСОВА
Художній редактор Т. М. НЕМЕРОВСЬКА
Технічний редактор Т. М. ШЕНДЕРОВИЧ

Здано до набору 19.11.2003. Підп. до друку 15.12.2003. Формат 70×108/16. Папір. офс. № 1. Гарн. Таймс ЕТ. Друк офсетний. Умов. друк. арк. 13,0. Тираж 300 прим. Зак. 5-01/03

Типографія фірми "Есе", Київ, пр-т Вернадського, 34/1



"Несомненно, можно найти много случаев, когда какой-нибудь минерал имеет совершенно определенную область времени и истории Земли, как он имеет определенную область распространения".

В. И. Вернадский

В світлі сьогоднішніх уявлень вислів В. І. Вернадського * стосовно часу, місця і умов утворення ендогенного алмазу набуває все нового наповнення. Мінералоги вже пропонують розрізняти архейські перидотитові та протерозойські еклогітові алмази, алмази архейських кратонів і протерозойських зон субдукції, й хоча все тісніше прив'язують місце кристалізації алмазу до мантійних глибин, область його поширення в земній корі зростає — зовсім недавно відкриті нові транспортери мантійного алмазу: певні типи лампрофірів серед докембрійських порід на Канадському щиті і специфічних коматиїтів у протерозойському поясі Ініні (Французька Гвіана). Збільшується також кількість місць знахідок так званого метаморфічного алмазу, тепер його встановлено в метаморфічних породах ще кількох країн Західної Європи (Німеччина і Греція).

На загальному тлі успіхів у світовій алмазній геології досягнення українських вчених скромніші. За більше ніж 50 років з часу оптимістичних передбачень М. П. Семененка та І. С. Усенка щодо перспектив алмазоносності території України і першої знахідки кристалу алмазу (1949 р., в алювії р. Базавлук) нагромаджено значний матеріал з геології і мінералогії алмазів теригенних відкладів України — головного аргументу алмазоносності її надр, однак питання їх походження залишається невирішеним і сьогодні. Навіть відкриття кімберлітових тіл в центральній і приазовській частинах, а також знахідки фрагментів кімберлітів на схилі північно-західної частини Українського щита не вирішило проблему походження розсипних алмазів. Перш за все це стосується алмазів з неогенових титан-цирконієвих розсипів України, що іноді є родовищами мікрокристалів алмазу (наприклад, Самотканський розсип).

Нині промислові родовища мантійного алмазу відомі у багатьох архейських кратонах і деяких протерозойських рухомих поясах Землі. Поступово зникають алмазні "білі плями" з найдревніших ядер континентів — так званих архонів та їх протерозойського обрамлення. Недавно кімберлітові родовища алмазу встановлені в архоні Слейв Канадського щита. Подібні древні перспективні структури відомі й на Українському щиті. Проте кімберлітових чи лампроїтових родовищ алмазу типу якутських, австралійських, південноафриканських тощо Україна на сьогодні немає.

Особливо багато нового фактичного матеріалу з алмазної геології Українського щита і його схилів зібрано за останнє десятиліття. Осмислення цього матеріалу з метою визначення сучасного стану знань з алмазоносності України та напрацювання досконаліших

---

*В. И. Вернадский. Опыт описательной минералогии, 1912–1922 гг. // Избр. соч. — М.: Изд-во АН СССР, 1955. — Т. II. — 615 с.

методів прогнозу та пошуку алмазних родовищ на її території викликало необхідність проведення ряду нарад міжнародного і місцевого рівня. Початок було зроблено на міжнародній науково-практичній конференції у вересні 1999 р. в м. Судак (Крим), а 19–22 травня 2003 р. в м. Київ була проведена науково-технічна нарада "Стан, перспективи та напрямки геологорозвідувальних робіт на алмази в Україні". Метою проведення цієї наради була спроба всебічної оцінки виявлених проявів кімберлітового магматизму та знахідок кристалів алмазу і його мінералів-індикаторів в Україні, намагання дати характеристику їх геолого-структурних умов знаходження, петрологічних, петрофізичних, мінералого-петрологічних та геохімічних особливостей, визначити проблемні питання з вивчення алмазоносності території України та шляхів їх вирішення, перспектив і стратегії проведення подальших геологічних досліджень.

В роботі наради взяли участь і фахівці Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України. Більшу частину їхніх доповідей рішенням наради і Вченої ради Інституту рекомендовано до опублікування на сторінках "Мінералогічного журналу", що вже стало доброю традицією (нараді в м. Судак також присвячений номер "Мінералогічного журналу" — № 2/3, 1999). Пропоновані читачеві статті присвячені зокрема глибинній і структурно-тектонічній характеристиці перспективних на алмаз геоблоків Українського щита, їх лужно-ультраосновному магматизму, вивченню рівня ерозійного зрізу геоблоків щита, геології та речовинному складу виявлених кімберлітів, особливостям алмазів України і їх індикаторних мінералів, новим критеріям прогнозу та пошуків родовищ алмазу в Україні.

Необхідність видання спеціального "алмазного" випуску "Мінералогічного журналу" зумовлено ще й тим, що протягом останніх 13 років в Україні, спочатку в мас-медіа, а згодом і в геологічній літературі з'являється інформація щодо перспектив алмазоносності України, яка не має надійного фактичного і наукового обґрунтування. До такої інформації можна віднести намагання дати регіональний і локальний прогноз на основі сумнівних знахідок кристалів алмазу і його мінералів-супутників, знахідок кристалів техногенного і синтетичного алмазу, пошуків родовищ ендогенного алмазу в імпактних структурах і в так званих флюїдизатно-експлозивних породах тощо. Шкода від подібних публікацій полягає в дезорієнтуванні геологів, відволіканні на перевірку часу і коштів, а головне — вони не сприяють правильному виборові стратегії і тактики пошуків алмазних родовищ в Україні.

МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ
MINERALOGICAL JOURNAL
(UKRAINE)

УДК 553.81.041(477)

Д. С. Гурський, В. С. Металіді, В. Л. Приходько, Ю. В. Гейко

Перспективи алмазоносності України та напрямки геологорозвідувальних робіт

За накопиченим досвідом і фактичним матеріалом з пошуків корінних родовищ алмазів, з врахуванням відом их концепцій і чинників, виділено ієрархічний ряд геологічних об'єктів прогнозу: алмазоперспективна мінерагенічна область (літосферний блок) — район (ареал очікуваного алмазоносного магматизму) — перспективна площа (потенційне алмазоносне поле) — ділянка (перспективна структура) — прояв (родовище). Розглянуто відомості про геологічну будову різновікових блоків Українського щита, алмазоносність відкладів осадового чохла і особливості магматизму в межах перспективних районів, дано загальну характеристику перспективних площ. Наведено порівняльну оцінку перспектив алмазоносності виділених об'єктів всіх рангів та надані рекомендації щодо проведення в їх межах комплексу геологопошукових робіт.

Останнім часом геологами набуто значного досвіду та нагромаджено багатий фактичний матеріал щодо проблеми пошуків корінних родовищ алмазу. Сформовано уявлення про генезис алмазів і алмазоносних порід, про еволюцію літосфери і верхньої мантії тощо.

Першим і важливим критерієм для проведення прогнозно-пошукових робіт на алмази є виділення і обґрунтування ієрархічного ряду об'єктів. Для цього, з врахуванням відомих концепцій і чинників [1–3], а також особливостей структурно-тектонічного районування, геологічної будови та ступеня вивченості території Українського щита (УЩ) і його схилів, виділена ієрархічна послідовність геологічних об'єктів прогнозу: алмазоперспективна мінерагенічна область (літосферний блок) — район очікуваного алмазного магматизму — перспективна площа (потенційне алмазоносне поле) — ділянка (перспективна структура) — прояв (родовище).

Існує загальноприйнята система прогнозу корінних родовищ алмазів, що ґрунтується на такому постулаті: алмази значно старші за вмісні породи; власне алмази, а також алмазвмісні кімберліти та лампроїти формувались впродовж абсолютно не пов'язаних між собою і розірваних в часі процесів. З цієї точки зору алмазвмісні кімберліти і лампроїти не є корінними родовищами алмазів в прямому значенні слова, вони є тільки транспортним середовищем, тобто виносять фрагменти дезінтегрованих первинно алмазоносних порід верхньої мантії на поверхню. Згідно цього особливої значущості набувають: вибір регіонів, в межах яких в археї існували умови утворення первинно алмазоносних порід; виділення тих первинно алмазоносних площ, в контурах яких алмази могли зберігатися протягом подальшої тектоно-магматичної еволюції; виявлення умов (критеріїв) локалізації кімберлітів та лампроїтів на виділених площах. Слід підкреслити, що алмазоносні кімберліти здебільшого містять ксенокристали гранату і хромшпінелі, близькі за складом до мінералів-включень в алмазах, які є індикаторами того, що вміщуючі їх кімберліти проникали крізь алмазоносні мантійні корені. Петрологічна модель алмазоносних мантійних коренів, згідно якої літосфера під архейськими кратонами холодніша і деплетованіша, ніж в суміжних частинах верхньої мантії, підтверджується геофізичними даними, які свідчать, що літосфера в межах древніх континентів має підвищену (відносно середньої) потужність. Однією з умов алмазоносності молодших за віком кімберлітів і лампроїтів є збереженість алмазоносних мантійних коренів, як мінімум до початку вкорінення кімберлітової магми, тобто щоб вони збереглися при температурному нагріві, метасоматозі, інтенсивній тектонічній переробці під час наступних етапів тектоно-магматичної активізації відповідних територій

© Д. С. Гурський, В. С. Металіді, В. Л. Приходько, Ю. В. Гейко, 2003

Схема перспектив алмазоносності УЩ і прилеглих територій: *I* — *літосферні блоки* (*I* — Волинський, *II* — Подільський, *III* — Бузько-Росинський, *IV* — Кіровоградський, *V* — Придніпровський, *VI* — Приазовський); *2* — *міжблокові зони* (*VII* — Голованівська, *VIII* — Інгуло-Інгулецька, *IX* — Оріхово-Павлоградська); *3* — Волино-Двинський рухомий пояс; *4* — *алмазоперспективні райони* (*1* — Волино-Подільський, *2* — Північно-Західний, *3* — Побузький, *4* — Центральний, *5* — Західноприазовський, *6* — Східноприазовський); *5* — *перспективні площі* (*1* — Кухотсько-Серхівська, *2* — Новоград-Волинська, *3* — Шепетівська, *4* — Бердичівсько-Вінницька, *5* — Кіровоградська, *6* — Волноваxська); *6*, *7* — *розломи* (*6* — мантійні, *7* — мантійно-корові); *8*, *9* — *кільцеві структури* (*8* — першого рангу (нуклеари), *9* — другого рангу (мантійні)); *10* — вибухові структури; *11* — площі з глибиною залягання поверхні Мохоровичича менше 40 км, найбільш перспективні на пошуки алмазів; *12* — площі зі значенням теплового потоку менше 30 мВт/м^2, найбільш перспективні на пошуки алмазів; *13* — граніт-зеленокам'яні області; *14* — трубки і дайки лампрофірів (мезозой-палеозой); *15* — знахідки уламків кімберлітів в гетерогенних брекчіях; *16* — трубки і дайки кімберлітів (девон); *17* — жили лампроїтів (неопротерозой); *18* — дайки кімберлітів (мезопротерозой); *19* — дайки і трубки лампроїтів (палеопротерозой); *20–22* — *знахідки алмазів*, (*20* — характеристика алмазів за розміром, мм: *a* — 0,25–0,5, *b* — 0,5–2,5, *c* — > 2,5; *21* — *генетичні типи* алмазів: *a* — кімберлітовий, лампроїтовий, *b* — імпактний, *22* — вікова приналежність відкладів зі знахідками алмазів: *a* — докембрійські, *b* — мезо-кайнозойські, *c* — четвертинні); *23* — знахідки піропів з підвищеним вмістом Cr_2O_3 (7–12 %) в четвертинних і мезо-кайнозойських відкладах

(блоків). За даними досліджень в алмазоносних районах, мантійні корені витримують вплив вкорінення роїв мафічних дайок (притаманно УЩ), але термально еродуються поблизу мантійних плюмів.

Не існує загальновизнаної точки зору на проблему закономірностей розміщення алмазоносних кімберлітів і лампроїтів в геологічному просторі і часі. Не виявлений однозначний зв'язок алмазоносного магматизму з рифтогенезом. Тому багато дослідників (переважно зарубіжних) дотримуються думки, що прогнозувати (більш-менш локально) наявність алмазоносних кімберлітів і лампроїтів на підставі тектонічних, геолого-структурних і геофізичних даних неможливо. Прогноз можливий лише для великих алмазоперспективних територій (400–500 км в поперечнику — ранг субпровінцій, літосферних блоків), подальший прогноз некоректний і необхідно переходити до прямих пошуків алмазоносних порід.

Провідними регіональними чинниками і критеріями алмазоносності є: 1) вік консолідації фундаменту 3,5–1,8 млрд рр. (найбільш перспективні блоки — архони, 3,5–2,6 млрд рр.); 2) потужність літосфери 120–150 км і більше; 3) наявність протолітогенних кільцевих структур (нуклеарів) діаметром сотні кілометрів; 4) існування гребеневидних і купольних піднять покрівлі верхньої мантії (поверхні Мохо); 5) формування граніт-зеленокам'яних та гранулiт-гнейсових асоціацій; 6) присутність "холодних" блоків земної кори з інтенсивністю теплового потоку менше 30 мВт/м^2; 7) вік верхньої мантії, за даними вивчення складу індикаторних мінералів кімберлітів. За цими ознаками на території УЩ виділено шість літосферних блоків: Волинський (протон), Подільский (архон, ремобілізований в протерозої), Бузько-Росинський (архон, ремобілізований в протерозої), Кіровоградський (протон), Придніпровський (архон), Приазовський (архон, ремобілізований в протерозої) (рисунок).

Найбільш перспективним для виявлення алмазоносних кімберлітів за наведеними критеріями є найдревніший в межах УЩ Придніпровський блок — типовий архон з часом кратонізації фундаменту 3400–2980 млн рр. Північна частина блоку розташована в області впливу Дніпровсько-Донецького авлакогену (ДДА) і з цієї точки зору є найсприятливішою для виявлення кімберлітів палеозойського віку. На жаль, роботи з вивчення алмазоносності Придніпровського блоку практично не проводились, тому прямих ознак, що вказували б на реальну перспективність блоку та давали змогу виділити об'єкти рангу районів і площ, на сьогодні немає.

Одночасно для оцінки перспективності літосферних блоків важливе значення має наявність серед протонів фрагментів архонів як окремих блоків вищих порядків, що збереглися за глобальних тектоно-термальних змін. Таким чином, саме існування архейського кратона не є визначальним при оцінці перспектив алмазоносності літосферних блоків. Важливішою є комплексація чинників, критеріїв і ознак, головними серед яких є особливості глибинної будови літосфери, активний прояв базальтоїдного магматизму, *PT*-умови кристалізації індикаторних мінералів кімберлітів.

Волинський блок охоплює північно-західну частину УЩ. Кристалічний фундамент складається з двох структурних поверхів. До верхнього належать утворення палеопротерозою (2600–2000 млн рр.), до нижнього — палеоархею (3500–3400 млн рр.). В північно-східній частині блоку розташований Коростенський габро-анортозит-рапаківі-гранітний плутон (1770–1760 млн рр.), на північній околиці — Білокоровицька та Овруцька рифтогенні структури мезо-неопротерозойського віку. В облямуванні цих структур поширені дайкові утворення неопротерозою.

В межах блоку потужність літосфери змінюється від 100 до 150–200 км, інтенсивність теплового потоку 30–40 мВт/м^2, покрівля мантії залягає на глибині від 35 до 62 км. Наведені дані дають змогу віднести блок до геоструктури типу протона, в межах якої можливе виявлення в окремих блоках II, III порядків ядер архейської стабілізації.

Подільський блок виділений в південно-західній частині УЩ. Кристалічний фундамент є одноповерховою структурою, складеною утвореннями палеоархею (від 2815–2780 до 2140–2000 млн рр.), метаморфізм яких відповідає гранулітовій фації помірного тиску. На заході та в центрі блоку виявлені малі інтрузії нефелінових і лужних сієнітів, лужних і сублужних ультрамафітів палеопротерозою (2100–2000 млн рр.), зустрічаються дайки лужних базитів мезопротерозою. В межах блоку потужність літосфери складає 150–200, зем-

ної кори — 40–52 км, інтенсивність теплового потоку — від 30 до 40 мВт/м^2. В геоструктурному плані блок відповідає поняттю архона, відносно слабо ремобілізованого в протерозої.

Бузько-Росинський блок субмеридіонального простягання знаходиться в центральній частині УЩ. У будові кристалічного фундаменту виділяють два структурних поверхи. Верхній представлений амфіболіт-гранітовим комплексом неоархею-палеопротерозою, нижній — гранулітовим і грануліт-діафторитовим комплексами палеоархею. В північній частині блоку поширені метабазальтоїди неоархею (2700–2800 млн рр.), які, можливо, є реліктами порід зеленокам'яних асоціацій, метаморфізм яких відбувався за вищого тиску і температури, ніж формування порід зеленосланцевої фації. Потужність літосфери складає 200–250, земної кори — 40–65 км, інтенсивність теплового потоку — 30–49 мВт/м^2. В геоструктурному плані блок може бути віднесений до архона, інтенсивно ремобілізованого в протерозої.

Кіровоградський блок охоплює центральну частину УЩ і за геологічною будовою кристалічного фундаменту подібний до Волинського. Верхній структурний поверх складений утвореннями палеопротерозою (2400–2000 млн рр.), нижній — утвореннями мезонеоархею (3300–2900 млн рр.), встановленими в периферійних частинах блоку. Характерним структурним елементом блоку є Корсунь-Новомиргородський габро-анортозит-рапаківі-гранітний масив (1800–1700 млн рр.), облямований полями та зонами дайок мезонеопротерозойського віку. Для блоку характерна максимальна потужність літосфери в межах УЩ, яка сягає 250 і більше кілометрів. Товщина земної кори змінюється від 35 до 45 км, інтенсивність теплового потоку складає 30–40 мВт/м^2. Блок можна віднести до геоструктур, що відповідають поняттю протона, в межах якого в окремих блоках II, III порядків можуть зберігатися ядра давньої (архейської) стабілізації.

Придніпровський блок розташований в східній частині УЩ. Верхній структурний поверх представлений граніт-зеленокам'яними комплексами віком від 3150–3050 до 2500–2200 млн рр., нижній — утвореннями мезоархею (більше 3200 млн рр.) і палеоархею (3400 млн рр.). Західна частина блоку насичена базит-ультрабазитовими дайковими утвореннями мезо-неопротерозою. Потужність літосфери складає 150–200, земної кори — 32–65 км, інтенсивність теплового потоку — 30 мВт/м^2 в західній і 45 — в східній частині блоку. За особливостями будови та часу стабілізації блок є найдревнішим на УЩ та відповідає класичному архону, найбільш алмазоперспективній структурі згідно "правила Кліффорда".

Приазовський блок розташований в крайній східній частині УЩ. В західній та центральній частинах блоку переважають утворення архею-палеопротерозорю (3600–2100 млн рр.), інколи — мезопротерозою (1800 млн рр.). В західній частині блоку зустрічаються прогини та трогові структури, виповнені породами граніт-зеленокам'яних асоціацій (3370–2100 млн рр.). В східній частині блоку поширені інтрузивні утворення мезопротерозою (1900–1800 млн рр.) від кислого до ультраосновного складу сублужного і лужного ряду, а також дайкові утворення. В північно-східній частині, в зоні зчленування з Донецькою складчатою областю, виявлені вулканіти лужно-базальтоїдного та ультраосновного складу середньо-пізньодевонського віку. Потужність літосфери в межах блоку складає 150–170, земної кори — 35–47 км, інтенсивність теплового потоку — від 35 до 55 мВт/м^2. Особливості геологічної будови дають змогу визначити його як архон, значною мірою ремобілізований в протерозої. Західна частина блоку відповідає архону, незначно активізованому в протерозої, східна — зміненому архону або протону.

В межах найкраще досліджених блоків, за такими критеріями і ознаками як: 1 — фрагменти архонів з незначною тектоно-термальною переробкою, 2 — наявність рифтогенних структур — зон підвищеної проникливості верхньої мантії і земної кори, 3 — трансформні корово-мантійні розломи, 4 — активний базальтоїдний магматизм як ознака деплетованої мантії, 5 — кільцеві структури діаметром більше 100 км, що свідчать про можливу наявність мантійних діапірів в земній корі, виділені райони очікуваного алмазного магматизму. Так, в межах Волинського блоку виділені Волино-Подільський і Північно-Західний райони, в Подільському — Побузький, в Кіровоградському — Центральний, в Приазовському — Західноприазовський і Східноприазовський райони (рисунок). Необхідною умовою для оцінки перспективності виокремлених районів і площ є наявність прямих ознак кімберлітового і лампроїтового магматизму. До них належать: прояви ультраосновного й

лужного, зокрема кімберлітового або лампроїтового магматизму; наявність контрастних ореолів алмазів та їх мінералів-супутників в осадовому чохлі.

В межах Волино-Подільського району в різних відкладах осадового чохла встановлені окремі знахідки і ореоли індикаторних мінералів кімберлітів. Так, в пісковиках поліської серії рифею, що є найдревнішим проміжним колектором, в теригенних відкладах горбашівської і берестовецької світ волинської серії, а також могилів-подільської серії венду зустрічаються піропи в кількості від одиниць до 100 зерен (тут і далі вказується кількість зерен в перерахунку на 20 л породи), обкатані і напівобкатані, блідозабарвлені, величиною до 0,5 мм. Переважають помірно кальцієві (CaO — 4,9–5,48 %), низькохромисті (Cr_2O_3 — 3–4,5) різновиди з домішками альмандинового і уваровітового компонентів. Відомі знахідки хромшпінелідів і окремих знаків хромдіопсиду, що вказує на існування дополіських корінних осередків алмазів.

Крейдові відклади альбського і сеноманського ярусів є першим проміжним колектором для кімберлітів девонського віку, уламки яких встановлені в гетерогенних брекчіях району (Кухотсько-Вольський, Перекальський і Серхівський брекчієпрояви). В них знайдені піропи, як правило, до 10 зерен, переважно рожевого і оранжевого кольору. Вищий вміст (до 100 знаків) піропів в альбських і сеноманських відкладах встановлений поблизу брекчієпроявів. Тут же, в базальних горизонтах альбського ярусу, виявлені зерна з реліктами первинних поверхонь розміром 1–1,5 мм. Переважна більшість піропів належить до графіт-піропової фації глибинності, серед них переважають низько-середньохромисті (Cr_2O_3 — 1–4 %), помірно кальцієві (CaO — 4–5) різновиди. Невелика частина піропів представлена високохромистими різновидами (Cr_2O_3 — 6–8 %) з дещо підвищеним вмістом CaO (до 6–7) і тільки окремі зерна є високохромистими (Cr_2O_3 — 8–9), низькокальцієвими (CaO — 3 %) різновидами. Піропи останнього різновиду встановлені в кімберлітах Кухотського прояву, а у вторинних колекторах верхньопротерозойського віку в межах району не відомі. Разом з піропами зустрічаються окремі знаки хромшпінелідів.

В палеогенових відкладах району відомі піропи в кількості від двох до шести зерен розміром до 0,6 мм, кутовато-обкатаної форми, малиново-, фіолетово-рожевого, малинового кольору. У відкладах нижньосарматського під'ярусу виявлені окремі знаки піропів блідо-бузкового і червоно-оранжевого кольору розміром до 0,3 мм.

Найповніше вивчені сучасні алювіальні відклади річок. В сучасних алювіальних відкладах басейну р. Стир встановлені найвищі значення концентрації піропів порівняно зі всіма іншими вивченими водотоками (від 45 до 500 знаків). Як правило, зерна піропів належать до класу крупності –0,25 +0,1 мм, інколи — –1,0 +0,5. Вони переважно напівобкатані і добре обкатані, інколи зустрічаються необкатані (з кутами) зерна піропів. Загалом, поширені в районі алювіальні відклади, представлені тонкозернистим матеріалом невеликої потужності, практичного інтересу для пошуків корінних джерел не представляють. Але наявність ділянок з підвищеною концентрацією піропів дає змогу прогнозувати його надходження з вторинних колекторів — давніх теригенних осадових товщ.

В районі основним показником проявів кімберлітового магматизму є уламки кімберлітів, встановлені у вторинних колекторах — гетерогенних тектонічних брекчіях Кухотсько-Вольського і Серхівського брекчієпроявів. Уламки кімберлітів за хімічним складом, типоморфними особливостями мінералів-супутників є продуктами руйнування різних, самостійних для кожного брекчієпрояву, кімберлітових трубок алмазоносної фації. Ймовірно, що кімберлітконтролюючою структурою була субширотна Кухотська диз'юнктивна зона — частина Південноратнівського регіонального розлому, який обмежує з півдня південне "плече" Прип'ятського валу. З врахуванням всіх наявних даних в районі виділена Кухотсько-Серхівська перспективна площа, якій можна надати ранг кімберлітового поля.

В межах Північно-Західного району найдревнішими відкладами, в яких виявлені піропи, є пісковики горбашівської світи венду. Кількість піропів в них змінюється від декількох до 100 зерен, здебільшого розміром до 0,25 мм, блідо-жовтого забарвлення, обкатані і кутовато-обкатані.

У крейдових відкладах, представлених переважно кремнистими пісковіками, кількість піропів від 4 до 64 знаків, переважають добре обкатані зерна розміром до 0,25 мм, фіолетового (40 %), рожевого (55) і блідо-жовтого (5) кольорів.

У відкладах сарматського ярусу міоцену піропи виявлені в середній частини піщано-

гравійних утворень. Їх вміст, в основному, не перевищує 10–15 знаків, досягаючи інколи 125, розмір зерен складає переважно до 0,25 мм, рідше — до 0,5. Виключенням є ореол, виявлений в південній частині району, відмінною рисою піропів якого є необкатана форма зерен та наявність первинної гіпергенної поверхні, що свідчить про близькість джерела піропвмісних порід, скоріш за все, кімберлітів. Піропи представлені переважно уламками неправильної форми та осколками крупніших зерен, серед яких за кольором розрізняються, %: фіолетові, бузкові (19,1), малинові (27), червоні (14,3), рожеві (18,5), оранжеві (21,1). За хімічним складом бузкові, малинові, червоні і рожеві піропи лерцолітового парагенезису є, як правило, малохромистими (Cr_2O_3 — 0,78–2,28 %), помірно-кальцієвими (CaO — 4,07–5,9), інколи низькокальцієвими (CaO — 3,68) різновидами. В знакових кількостях зустрічаються піропи, збагачені хромом (Cr_2O_3 — 5,73 %) і кальцієм (CaO — 5,78) світло-бузкового кольору, для яких характерний високий вміст уваровітового і наявність кнорингітового компонентів. Вони подібні до піропів із рівномірнозернистих лерцолітів з низьким вмістом клинопіроксену, ксеноліти яких відомі в кімберлітах Якутії та інших регіонів. Гросуляр-альмандин-піропи оранжевого і рожево-жовтого кольорів складають до 30–35 % від загальної кількості гранатів піропового ряду, належать до парагенезисів магнезіально-залізистих і дистенових еклогітів і відрізняються низьким вмістом оксидів хрому (Cr_2O_3 — 0,20–0,25 %) і магнію (MgO — 6,62–12,28) та низьким вмістом заліза (FeO — 12,88–18,45) і кальцію (CaO — 7,62–13,33 %).

В сучасних відкладах водотоків вміст піропів змінюється від кількох зерен до декількох десятків, розміром до 0,5 мм. Переважна більшість зерен має круглу, кутовато-круглу і яйцеподібну форму зі слідами значного механічного зносу. Аномально високий вміст піропів встановлений у верхів'ї р. Цвітоха як в розрізі алювію річки, так і за потоком. Кількість зерен змінна — 30–100 знаків (70 % проб) і більше 100 знаків (25 % проб). Тут переважають (50 %) необкатані зерна розміром до 0,25 мм. Зафіксовано окремі знахідки зерен розміром до 1 мм у вигляді осколків ще більших екземплярів. Розподіл різновидів за кольором наступний, %: фіолетові зерна — 35, малинові — 5, рожеві — 25 і блідо-рожеві — 35. За складом вони переважно подібні до піропів, виявлених в сарматських відкладах, окрім темно забарвлених фіолетових зерен, що можуть бути віднесені до високохромистих (Cr_2O_3 — до 9,6 %) помірно-кальцієвих піропів, причому деякі з них знаходяться в полі піропів дуніт-гарцбургітового парагенезису алмазної асоціації.

На півночі району виявлена низка контрастних полімінеральних ореолів індикаторних мінералів алмазної асоціації в сучасному алювії річок Уборть, Случ та їхніх приток, а також в сарматських відкладах з доброю збереженістю зерен, в тому числі уламків і кристалів алмазів розміром до 0,5 мм. Тут в багатьох шліхах виявлені знаки високохромистих піропів (Cr_2O_3 — 6–11,5 %) з вмістом CaO — 6,5 % і значними домішками кнорингітового компоненту від 5–10 до 15–17 мол. %. Максимальна концентрація піропів в базальних горизонтах четвертинних і сарматських відкладів досягає 1000 знаків на 20 л породи. В більшості проб зустрічаються хромшпінеліди, виявлено хромдіопсиди і пікроільменіти. Крім того, в межах Білокоровицької рифтогенної структури відомі знахідки алмазів в конгломератах, гравелітах і пісковиках білокоровицької серії мезопротерозою (83 зерна розміром 0,2–4,0 мм), пісковиках толкачівської світи неопротерозою, пісковиках і пісках бучацької (палеоген) і полтавської (неоген) світ, четвертинних алювіальних відкладах (110 зерен розміром до 1–2 мм). Типоморфізм алмазів кімберлітового типу близький до алмазів Малоботуобинського району Якутії.

В північно-східній частині району поширені породи дайкових комплексів мезо- і неопротерозою, серед яких відомі дайки та малі інтрузії лужно-ультраосновних порід і лужних пікритів. Кімберліти в районі поки що не встановлені, можливі епохи проявів кімберлітового магматизму — протерозойська і девонська.

За комплексом найважливіших чинників та критеріїв в північній частині району виділена Новоград-Волинська, а в південній — Шепетівська перспективні площі.

В Побузькому районі у відкладах могилів-подільської серії венду, нижнього кембрію, в піщаних вапняках силуру піропи зустрічаються тільки в окремих пробах та в незначній кількості. Вони представлені уламками червоного, світло-бузкового і бузкового кольору розміром до 0,5 мм. У відкладах середнього сармату піропи виявлені в низці проб (від 1 до 28 знаків). Приблизно в однаковій кількості присутні червоно-оранжеві і світло-

бузкові піропи, розмір зерен не перевищує 0,5 мм.

Піропи з балтських відкладів неогену відрізняються більшим розміром, ніж піропи з древніших порід та сучасних алювіальних відкладів. При цьому для них характерна досить незначна обкатаність, %: напівобкатані зерна — 10,2, слабообкатані — 28,4 і необкатані — 61,4. Забарвлення зерен піропів досить різноманітне, %: фіолетове — 80,4, бузкове — 4,8, малинове — 2,6, рожеве — 2,4 і оранжеве — 9,8. Зустрічаються ділянки зі значною концентрацією піропів (до 500 знаків) в північній частині поширення балтських відкладів. В південному напрямку спостерігається зменшення їх кількості та розміру зерен, одночасно зростає кількість добре обкатаних піропів. Найвищий вміст піропів виявлений у відкладах балтської світи північніше м. Вінниця. Тут зафіксовано від 100–150 до 1000–1300 зерен піропів. За складом вони помірно кальцієві (CaO — 2,79-5,16 %), низько- та середньохромисті (Cr_2O_3 — 1,36–4,61) і за сукупністю ознак наближені до магнезіальних гранатів лерцолітового парагенезису кімберлітів Якутії. Досить часто зустрічаються піропи еклогітового генезису. В пробах об'ємом від 1,7 до 50 м^3, відібраних з піщаних відкладів балтської світи, виявлені алмази в кількості від одного до семи зерен, величиною до 0,2–0,3 мм, що характеризуються фотолюмінесценцією різних кольорів. Серед 29 виявлених тут кристалів алмазів 14 є осколками більших екземплярів і можна припустити, що їх початковий розмір складав 2–3 мм. Можливо, в балтський час основна частина уламкового матеріалу надходила з району міст Вінниця і Жмеринка, частина — з району Середнього Придністров'я, судячи з наявності кременистої гальки, утвореної за рахунок розмиву верхньокрейдових відкладів, і частина — з Північно-Західного району (галька кременю з крейдових порід, уламки пісковиків та вапняків палеогену і галька гранітів).

В сучасному алювії р. Дністер в більшій частині шліхових проб зустрічаються піропи в кількості від одиниць до 20 знаків в депресіях повздовжнього профілю річки. Зерна переважно слабо обкатані і дрібні (0,1–0,25 мм), тільки в окремих випадках вони досягають 1,0 мм, рожево-бузкового, рідше фіолетового та світло-бузкового кольору. При валовому опробуванні сучасного алювію р. Дністер і лівих її приток, а також р. Південний Буг з правими притоками було виявлено десять осколків кристалів алмазу зеленувато-жовтого та світло-сірого кольору октаедричного габітусу, величиною до 0,3–0,4 мм, які люмінесціюють переважно зеленувато-жовтим кольором.

Магматичні утворення в Побузькому районі вивчені недостатньо. На даний час відомі невеликі за розміром тіла нефелінових і лужних сієнітів та лужних ультрамафітів проскурівського комплексу палеопротерозою. На півночі трапляються дайки діабазів і габродіабазів мезопротерозою, що концентруються в зону північно-західного простягання. На заході, за межами району, виклинюється смуга виходів на домезозойську поверхню базальтоїдів трапової формації венду.

Кімберліти в районі не виявлені, але, беручи до уваги типоморфні особливості кристалів алмазу, тут можливе виявлення алмазоносних кімберлітів, лампроїтів та метаморфітів еклогіто-гнейсової формації. В межах Побузького району на сьогоднішній час виділено дві перспективні площі, які характеризуються різним ступенем вивченості — Бердичівсько-Вінницька та Придністровська.

У Центральному районі вивчення піропоносності осадового чохла майже не проводилось. На північному заході району поширені дайкові утворення, що складають ряд зон та полів. Дайки мають, головним чином, субширотну і північно-західну орієнтацію, переважають діабази, габро-діабази, досить часто трапляються дайки перидотитів і піроксенітів, пікритів, слюдистих пікритів, камптонітів та інших лампрофірових порід. У пікритах встановлені уламки зерен гранату альмандинового ряду світло-рожевого і червоно-рожевого кольору в кількості від окремих до 20–40 знаків розміром не більше 0,25 мм. Трапляються хромшпінеліди, окремі зерна муасоніту розміром 0,1–0,4 мм, а також рутилу та графіту.

На півночі району, поблизу Кіровоградської зони мантійних розломів, виявлені пологого залягаючі малопотужні (0,5 м) жили псевдолейцитових лампроїтів пізньопротерозойського віку, які є метаморфізованими аналогами лейцитових лампроїтів Західної Австралії. В центральній частині району відомі лампрофірові (лампроїтові) вибухові трубки пізньопалеозойського — ранньомезозойського віку.

Поблизу м. Кіровоград, в зоні однойменного розлому, виявлені дві ділянки (Лелеківська

і Щорсівська) розвитку дайок кімберлітів слюдяного типу неалмазоносної фації мезопротерозойського віку. За хімічним складом вони ближчі до олівінових лампроїтів, ніж до кімберлітів. Мінерали-супутники алмазу в кімберлітах представлені переважно високомагнезіальними хромшпінелідами, піроп та альмандин-піроп трапляються дуже рідко, пікроільменіт не встановлений. Приуроченість дайок слюдяних кімберлітів і жил псевдолейцитових лампроїтів, а також більшості дайок комагматичних до них порід (пікритів, пікритових порфіритів) до Кіровоградської зони глибинних розломів дає підставу прогнозувати тут алмазоносне поле кімберлітів лінійного типу. В межах кімберліт-лампроїтового поля виділено перспективну Кіровоградську площу.

В Західно-Приазовському районі, в сучасному алювії річок Конка та Вовча, виявлені ореоли слабообкатаних помірнохромистих піропів з окремими зернами алмазів. Кількість зерен піропів змінюється від 2–3 до 25 знаків на пробу, колір здебільшого червоний і рожевий, переважає розмір 0,6–0,7 мм. В низці проб діагностований пікроільменіт і хромдіопсид.

В центральній частині району відомий чернігівський комплекс лужно-ультраосновних порід і карбонатитів палеопротерозойського віку і дайковий пояс лужних ультрабазитів (горнблендитів) мезопротерозойського віку. В південній частині, в басейні р. Лозоватка, виявлені високомагнезіальні слюдяні ультрабазити віком 1970–1950 млн рр., віднесені до порід лампроїтової серії. Вони залягають у вигляді малопотужних дайок і тіл штокоабо трубкоподібної форми. За петрохімічними, геохімічними і мінералогічними ознаками ці утворення ідентичні низькотитанистим міаскітовим лампроїтам та їх інтрузивним аналогам Алданської провінції.

В Східно-Приазовському районі індикаторні мінерали кімберлітів — піропи, хроміти і пікроільменіти — виявлені в теригенних відкладах верхнього девону, усіх відділах кам'яновугільної системи і в алювії сучасних водотоків. В палеозойських відкладах вони представлені, в основному, піропами і хромітами, вміст яких в пробах невеликий: піропи відмічаються у вигляді окремих зерен, а хроміт — перших десятків зерен з розміром переважно менше 0,5 мм. Піропи найчастіше представлені фіолетовими різновидами. За співвідношенням Cr_2O_3 і CaO, в цілому спостерігається подібність піропів з різновікових палеозойських відкладів до піропів із кімберлітів і належність їх до лерцолітового парагенезису. В шліхових і малооб'ємних пробах, відібраних з ґрубозернистих теригенних порід верхнього карбону, були виявлені алмази розміром 0,2–0,3 мм.

В сучасних руслових відкладах річок Самара, Вовча, Кривий Торець, Кринка, Кам'янка, Міус та ін. індикаторні мінерали глибинних асоціацій представлені такими ж піропами і хромітами, інколи — пікроільменітами. Вміст піропів в руслovому алювії як правило невисокий — від окремих зерен до перших десятків і підвищена кількість (до 100 і більше зерен) спостерігається в алювії водотоків північної частини району, особливо поблизу Петрівського кімберлітопрояву. Розмір (90 %) зерен піропів менше 0,5 мм; крупніші зерна характерні для ділянок з підвищеною концентрацією. За забарвленням переважають (90 %) фіолетово-червоні різновиди. Крупні зерна нерідко характеризуються кругло-овальною або близькою до неї формою, однак здебільшого вони представлені уламками, на яких збереглись тільки релікти круглих поверхонь. Склад піропів із сучасного алювію різних водотоків відповідає гранатам уваровіт-альмандин-піропового ряду. Діапазон вмісту Cr_2O_3 досить широкий — від 0,8 до 7,5 %. В складі порівняно високохромистих різновидів, що відрізняються деяким дефіцитом CaO, присутній кнорингітовий компонент (2,66–14,92 %), що вказує на їхній більш глибинний парагенезис. Більша частина таких піропів за своїм складом відповідає піропам з концентратів важкої фракції, виділеної з кімберлітів. За співвідношенням Cr_2O_3 і CaO більшість піропів належить до лерцолітового парагенезису, дещо більша кількість піропів верлітової і дуніт-гарцбургітової асоціації спостерігається в алювії р. Кам'янка.

В древньочетвертинних гальках межиріччя Міус — Кринка виявлені алмази, серед яких найбільший ромбододекаедр розміром 1,5 мм. Дрібніші уламки кристалів (0,2–0,5 мм) виявлені в пляжних відкладах північного узбережжя Азовського моря.

На сході району поширені інтрузивні утворення ультраосновного, основного, лужно-ультраосновного, лужно-основного та середнього складу мезопротерозойського віку. Дайкові породи представлені двома комплексами: неопротерозойським (долерити, діаба-

зи, габро-діабази, граніт-порфіри, кварцові порфіри тощо) і мезопротерозойським (діабази, габро-діабази, піроксеніти, горнблендити тощо). В зоні зчленування Приазовського геоблоку з ДДА в середньому-пізньому девоні проявлявся вулканізм ультраосновного-основного складу.

Найвивченішою на даний час є північна частина району, де виявлені чотири кімберлітові трубки — Петрівська, Надія, Південна, Новоласпинська, дві дайки — Новоласпинська і Південна і кімберлітопрояв — Гірняцький. Кімберлітові тіла — Петрівське і Гірняцьке — розташовані в зоні зчленування Донбасу з Приазовським кристалічним масивом, в полі розвитку девонських вулканогенно-осадових порід. Кімберлітові тіла — Надія, Південна (трубка і дайка), Новоласпинська (трубка і дайка) — приурочені до північної частини Приазовського кристалічного масиву, складеного палеопротерозойськими гранітоїдами. Виявлені тіла кімберлітів тяжіють до вузлів перетину субширотної Південнодонбаської зони з зонами розломів північно-східного і північно-західного простягання, виповнених, в основному, дайками діабазів і плагіопорфірами. В кімберлітах встановлені мінерали-індикатори алмазів — піропи, хромшпінеліди, пікроільменіти, хромдіопсиди, алмази не виявлені. За набором мінералів-індикаторів кімберліти Петрівського тіла значно відрізняються від кімберлітів з трубок Надія, Південна і Новоласпинська. Перші характеризуються піроп-хромшпінелевою асоціацією високобаричних мінералів при майже повній відсутності пікроільменітів, другі — переважно пікроільменітовою асоціацією з дуже низьким вмістом піропів і хромшпінелідів. Це, а також характер розміщення кімберлітових тіл в різних структурно-тектонічних умовах, свідчить про їх належність до різних кімберлітових полів. З врахуванням всіх факторів і критеріїв, що свідчать про можливе існування інших кімберлітових тіл, в районі виділена Волновахська площа (рисунок).

Аналіз існуючих геолого-геофізичних даних дає змогу припустити наявність дайок і трубок кімберлітів палеозойського віку у Волино-Подільському і Східноприазовському районах в межах відповідно Кухотсько-Серхівської і Волновахської площ. В Центральному (Кіровоградська площа) і Північно-Західному (Новоград-Волинська і Шепетівська площі) районах скоріш за все можна очікувати виявлення дайок та силів кімберлітів (лампроїтів) як неопротерозойського, так і палеозойського віку, в Побузькому районі (Бердичівсько-Вінницька площа) — дайок і силів кімберлітів (лампроїтів), а також еклогітів (рисунок). Про потенційну промислову алмазоносність вказаних територій свідчать знахідки алмазів в осадовому чохлі, а також хімічний склад індикаторних мінералів кімберлітів (належність до алмазної асоціації).

Кухотсько-Серхівська площа вважається найперспективнішою на підставі виявлення в гетерогенних брекчіях Кухотсько-Вольського і Серхівського брекчієпроявів уламків кімберлітів розміром до 3–4 см, які за хімічним складом й типоморфними особливостями індикаторних мінералів є продуктами різних, самостійних для кожного брекчієпрояву, кімберлітових трубок алмазної фації. Текстурно-структурні особливості виявлених в брекчіях уламків кімберлітів дозволяють віднести їх до верхньої, раструбової частини кімберлітових трубок, що знаходилась на рівні порід силуру, які на даний час в межах Волинського підняття зденудовані і зустрічаються тільки в складі брекчій у вигляді брил розміром до 1,5 м. За своїм складом і набором типоморфних мінералів кімберліти із брекчій Волині близькі до кімберлітів Західної Якутії.

Новоград-Волинська площа вважається перспективною на пошуки алмазоносних дайок протерозойського віку та трубок — палеозойського. Площа розташована в зоні зчленування УЩ з Прип'ятською западиною і охоплює Овруцьку та Білокоровицьку рифтогенні структури з прилеглими до них частинами протону з реліктами архону.

В межах площі, де проявлений різновіковий базальтоїдний магматизм, особливо його гіпабісальні фації у вигляді різноорієнтованих дайкових полів і зон, встановлені малі інтрузії ійолітів, мельтейгітів, якупірангітів і ультрабазитів городницького комплексу, дайки лужних пікритів і сублужних діабазів, що, можливо, представляють собою передкімберлітовий етап магматизму. Виявлені кільцеві структури II порядку — мантійні діапіри, контрастні ореоли індикаторних мінералів кімберлітів, а серед них і алмази. Найдревнішими за віком відкладами, в яких виявлено алмази, є пісковики та конгломерати білокоровицької світи протерозою, де зерна алмазів мають розмір до 4 мм. Окремі кристали алмазів та чисельні ореоли піропів, хромшпінелідів і хромдіопсиду встановлені в мезозойських, па-

леогенових та четвертинних відкладах. За морфологією кристалів і фізичними властивостями алмази Новоград-Волинської площі подібні до алмазів з кімберлітів Якутської провінції і ксенолітів перидотитів та еклогітів, що знаходяться в них.

Бердичівсько-Вінницька площа перспективна для виявлення дайок та силів кімберлітів, перш за все протерозойського віку, в складі яких переважатимуть ксеноліти бімінеральних алмазоносних еклогітів і лерцолітів. Кристалічний фундамент тут архей-протерозойського віку консолідації, потужність земної кори — 40–52,5 км, інтенсивність теплового потоку — 30–40 мВт/м^2. В межах площі проявлені палеоархейський, палео- та неопротерозойський етапи інтрузивного магматизму. Палеонеопротерозойські дайкові утворення представлені, головним чином, сублужними і лужними різновидами діабазів та ультрабазитів, які поряд з лужно-ультраосновними породами проскурівського комплексу, можуть свідчити про наявність декількох етапів лужно-ультраосновного магматизму, серед продуктів якого можуть бути і кімберліти. У відкладах осадового чохла відомі знахідки алмазів і ореоли піропів, хромшпінелідів та інших мантійних мінералів. Більша їх частина пов'язана з міоценовими відкладами (полтавська і балтська світи) та алювієм сучасних річок. Областю живлення ореолів індикаторних мінералів, в тому числі і алмазів, як показали палеогеографічні реконструкції, було Бердичівське підняття. Слід підкреслити, що алмази за морфологією, люмінесцентними та іншими властивостями відрізняються від кристалів із конгломератів білокоровицької світи та четвертиних відкладів Новоград-Волинської площі. Це переважно алмази еклогітового типу (різнокольорові кристали кубічного габітусу) та імпактні алмази.

Отримана геологічна інформація підтверджує високі перспективи виявлення корінних родовищ алмазів в межах УЩ і його схилів, однак родовища до цього часу не відкриті. Для досягнення успіху, на наш погляд, в першу чергу необхідно здійснити ряд заходів. 1. Продовжити вивчення глибинної будови перспективних об'єктів II, III рангів з метою оцінки їх перспективності на підставі розроблених критеріїв і ознак алмазоносності.

2. За відсутності еталонних об'єктів важливим є детальніше геологічне вивчення першочергових окремих ділянок в межах Волинського, Подільського, Кіровоградського і Приазовського блоків з метою визначення локальних критеріїв і ознак алмазоносності.

3. Зважаючи на рівень ерозійного зрізу (значний) в деяких блоках, крім завірки геофізичних аномалій трубкового типу (слабоконтрастних), слід звернути увагу, особливо в межах Новоград-Волинської та Бердичівсько-Вінницької площ, на лінійні аномалії, що можуть бути пов'язані з кімберлітовими тілами пластового типу (дайки, сили).

4. Для проведення цілеспрямованих пошуків необхідне виконання випереджуючих комплексних геофізичних досліджень — аеромагніторозвідки масштабу 1 : 10000–1 : 5000 з подальшою завіркою аномалій високоточною наземною магнітною зйомкою масштабу 1 : 5000–1 : 2500. Для визначення положення аномального об'єкту та побудови його глибинної моделі першого наближення аномалії перед завіркою бурінням повинні деталізуватись (визначатись їх перспективність) комплексом методів: гравірозвідки, електророзвідки, ЗСБ (збудження у ближній зоні), детальної сейсморозвідки і трьохкомпонентними магнітними спостереженнями з метою врахування вектора намагніченості порід, що утворюють аномалії. Деталізаційний комплекс методів може змінюватись відповідно до специфіки регіону.

5. До комплексу методів пошуків доцільно включати геохімічні методи (атмогеохімічні, за рухомими формами, фторометрія тощо), температурну зйомку, дистанційні методи з використанням сучасних космічних знімків.

6. Виконання шліхо-мінералогічної (піропової) зйомки проводити в масштабі не менше 1 : 50000, з повним вивченням всіх мінералів-індикаторів, мінеральних асоціацій та з обов'язковими літофаціальними дослідженнями базальних відкладів чохла. Найбільш важливим при цьому є відбір великооб'ємних проб з грубозернистих фацій осадового чохла.

7. Для підвищення ефективності подальших пошуків корінних родовищ алмазів

доцільне проведення тематичних робіт з проведенням ревізії виявлених раніше геофізичних аномалій (в тому числі завірених бурінням) з метою їх типізації і розбракування, враховуючи накопичений досвід, для можливої їх перезавірки (зокрема бурінням); провести ревізію раніше виконаних мінералогічних аналізів, петрохімічних та геохімічних досліджень, дешифрування сучасних космічних знімків.

1. *Дукардт Ю. А., Борис Е. И.* Авлакогенно-термоблемная гипотеза происхождения алмазоносных кимберлитов в связи с их прогнозированием // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. — Мирный, 1998. — С. 38–39.
2. *Никулин В. И., Лелюх М. И.* Алмазоносные объекты прогнозирования и главные этапы их эволюции // Там же. — Мирный, 1998. — С. 280–281.
3. *Подвысоцкий В. Т.* Концепция формирования магматогенных и терригенных алмазоносных формаций древних платформ как основа прогнозирования месторождений // Тр. Междунар. науч.-практ. конф. — Симферополь, 2000. — С. 13.

Держ. геол. служба
М-ва екології та природ. ресурсів України, Київ
Держ. регіон. геол. підприємство "Північгеологія", Київ

Надійшла 06.10.2003

РЕЗЮМЕ. По результатам обобщения геолого-геофизических материалов об алмазоносности Украины проведено геотектоническое районирование Украинского щита. С учетом известных концепций и факторов, выделен иерархический ряд геологических объектов прогнозирования: алмазоперспективная минерагеническая область (литосферный блок) — район (ареал предполагаемого алмазоносного магматизма) — перспективная площадь (потенциальное алмазоносное поле) — участок (перспективная структура) — проявление (месторождение). Рассмотрены сведения о геологическом строении разновозрастных блоков, алмазоносности отложений осадочного чехла и особенностях магматизма в пределах перспективных районов, дана общая характеристика перспективных площадей. Приведена сравнительная оценка перспектив алмазоносности выделенных объектов прогнозирования всех рангов и даны рекомендации о проведении в их пределах комплекса геолого-поисковых работ.

SUMMARY. Geotectonic regioning of the Ukrainian Shield has been conducted, following the results of generalization of geological-geophysical materials about diamond content in Ukraine. A hierarchic series of geological objects of prediction has been distinguished with regard for the known conceptions and factors. It is as follows: diamond-promising mineragenic region (lithospherical block) — the region (area of supposed diamond-bearing magmatism) — promising area (potential diamond-bearing field) — a plot (promising structure) — occurrence (deposit). Data have been considered concerning geological structure of different-age blocks, diamond content of the sedimentary cover deposits and magmatism peculiarities within the limits of promising regions; general characteristic of promising areas is given. A comparative estimation of the prospects of diamond content in the distinguished prediction objects of all ranks is presented, and recommendations on proceeding within their limits a complex of geological prospecting works are given.

МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ
MINERALOGICAL JOURNAL
(UKRAINE)

УДК 550.93:553.81 (71+477)

Н. П. Щербак, Г. В. Артеменко, А. В. Гринченко

Возрастная корреляция эндогенных процессов кратонов Слейв (Канада) и Среднеприднепровского (Украина) в связи с проблемой алмазоносности

Главной чертой сходства геологического строения Среднеприднепровского кратона Украинского щита и кратона Слейв Канадского щита является то, что они стабилизировались в архее и существенной переработке в протерозое и фанерозое не подвергались. Эта стабильность является одним из главных условий проявления алмазоносности кратона Слейв. В Среднеприднепровском кратоне алмазы пока обнаружены только в осадочных образованиях третичного и четвертичного возраста. На основании того, что дайковые комплексы пород возрастом 2,3−2,0 и 1,4−1,2 Ga проявились на обоих кратонах одновременно, можно предполагать, что Среднеприднепровский кратон также является перспективным на коренную алмазоносность.

Эволюционная направленность формирования архейских кратонов — Среднеприднепровского на Украинском щите (УЩ) и Слейв на Канадском во многом имеет сходные черты. Это сходство намечается в геологическом строении (рис. 1, 2) и возрастной последовательности процессов проявления вулканизма, гранитоидного магматизма, метаморфизма и других эндогенных событий.

В фундаменте этих кратонов залегают древнейшие образования Земли, относимые к эоархею и палеоархею, а преобладающими по площади являются мезо- и неоархейские зеленокаменные пояса, синхронно с которыми интенсивно проявился гранитоидный магматизм [7, 13, 14, 16].

Для протерозоя и фанерозоя характерны интенсивные тектонические дислокации, к которым приурочены рои даек, главным образом, основного состава.

В пределах кратона Слейв в последнее десятилетие установлено проявление активизации глубинных мантийных процессов фанерозойского возраста (таблица), с которыми связаны кимберлитовые трубки [10–12]. В Среднеприднепровском кратоне кимберлитовые трубки пока не найдены, но в осадочных образованиях третичного и четвертичного возраста обнаружены кристаллы алмаза (Самотканское месторождение) [4]. В западном обрамлении Среднеприднепровского кратона выявлены дайкоподобные тела с ассоциацией минералов глубинного происхождения. Возрастная корреляция эндогенных процессов рассматриваемых кратонов приведена в таблице.

Из этого сопоставления четко намечается одинаковая эволюционная направленность в проявлении геологических процессов рассматриваемых кратонов, прежде всего, близкий возраст фундамента — 3,8–3,6 Ga. Такие древние породы надежно устанавливаются только в четырех районах Земли (Канада, ЮАР, Австралия, Украина).

Но главной чертой общности геологического развития этих кратонов является то, что они стабилизировались в архее и существенной переработке в протерозое и фанерозое не подвергались. Эта стабильность является одной из существенных черт проявления алмазоносности кратона Слейв [3, 10, 12–14], однако в эволюционной направленности эндогенных процессов рассматриваемых кратонов имеются и различия. 1. Прежде всего палеоархейский фундамент в кратоне Слейв четко устанавливается, а в Среднеприднепровском эти образования сохранились лишь на незначительной площади в виде реликтовых структур. 2. Изотопный возраст зеленокаменных поясов кратона Слейв на 0,15–0,20 Ga моложе зеленокаменных ассоциаций Среднеприднепровского кратона. 3. Постзеленокаменный этап формирования кратона Слейв характеризуется интенсивным накоп-

© Н. П. Щербак, Г. В. Артеменко, А. В. Гринченко, 2003

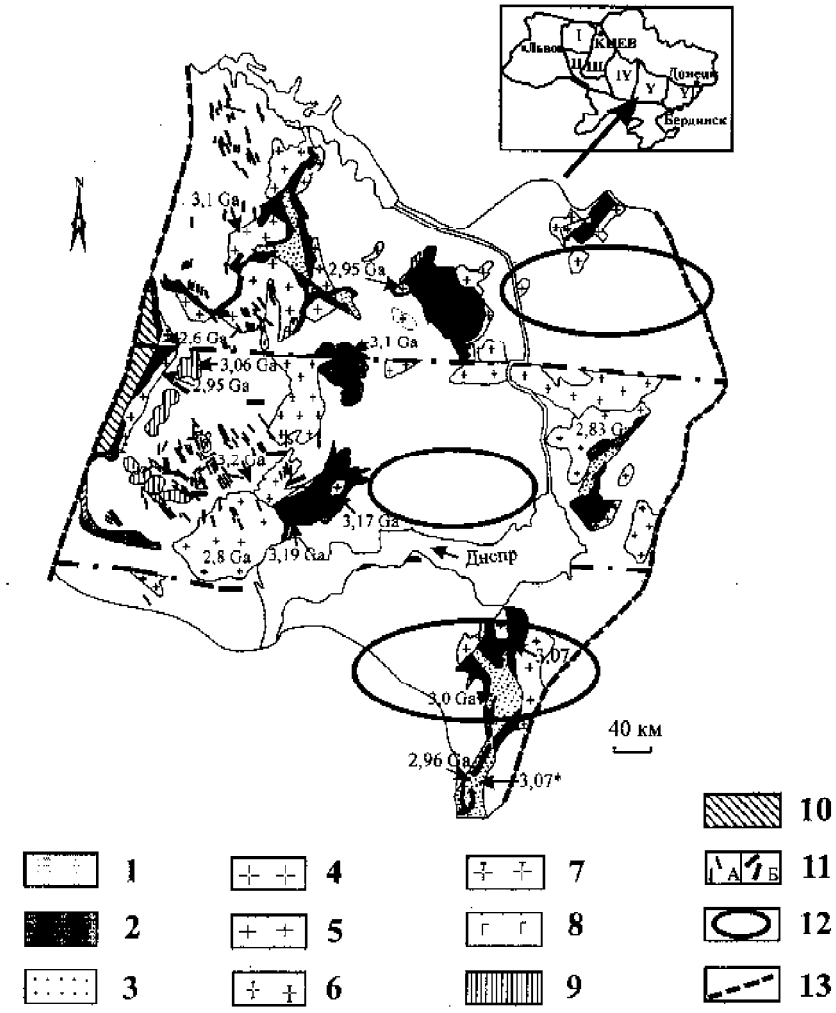


Рис. 1. Схематическая геологическая карта кратона Среднеприднепровского: *1* — аульская серия, днепропетровский комплекс (3,2–3,19 Ga); *2* — конкская серия (3,19–3,07); *3* — белозерская серия (3,07–2,96); *4* — сурский комплекс: ранняя фаза (3,17–3,1 Ga), поздняя фаза (3,0–2,95); *5* — мокромосковский и токовский комплексы (2,83–2,80 Ga); *6* — посттектонические лейкократовые граниты (возраст неизвестен); *7* — посттектонические граниты (2,62 Ga); *8* — габбро Софиевской интрузии (3,1 Ga); *9* — Авдотьевско-Александровский интрузивный пояс (> 3,06 Ga); *10* — криворожская серия (2,6–2,0 Ga); *11* — дайки основного (*а*) и ультраосновного (*б*) состава (2,3–1,4 Ga); *12* — мантийные диапиры; *13* — границы Среднеприднепровского мегаблока

лением вулканогенно-осадочных пород (турбидитов), в последующем не подвергшихся гранитизации, тогда как верхняя свита конкской и белозерской серий (тепловская толща) интенсивно гранитизирована гранитами саксаганского типа, образующими купола, что, видимо, и обусловило тектоническую форму залегания зеленокаменных поясов.

Указанные различия эволюционной направленности эндогенных процессов в рассматриваемых кратонах, с нашей точки зрения, существенно не влияют на общую тенденцию проявления эндогенных процессов и прежде всего — синхронную стабилизацию в мезо- и неоархее, предопределившую благоприятный тектонический режим многократной глубинной активизации, с которой связаны протерозойский и фанерозойский магматизм, в том числе и кимберлитовый.

Зеленокаменные ассоциации кратона Слейв состоят из двух возрастных генераций, разобщенных пространственно: более древние — на западе и более молодые — на востоке [12, 14]. Ассоциации пород в западных частях кратонов более мафические, по сравнению с восточными. Плутонические или синтектонические гранитоиды, по мнению канадских и австралийских исследователей [10, 12], в кратоне Слейв являются результатом коллизионных или субдукционных процессов восточного и западного террейнов.

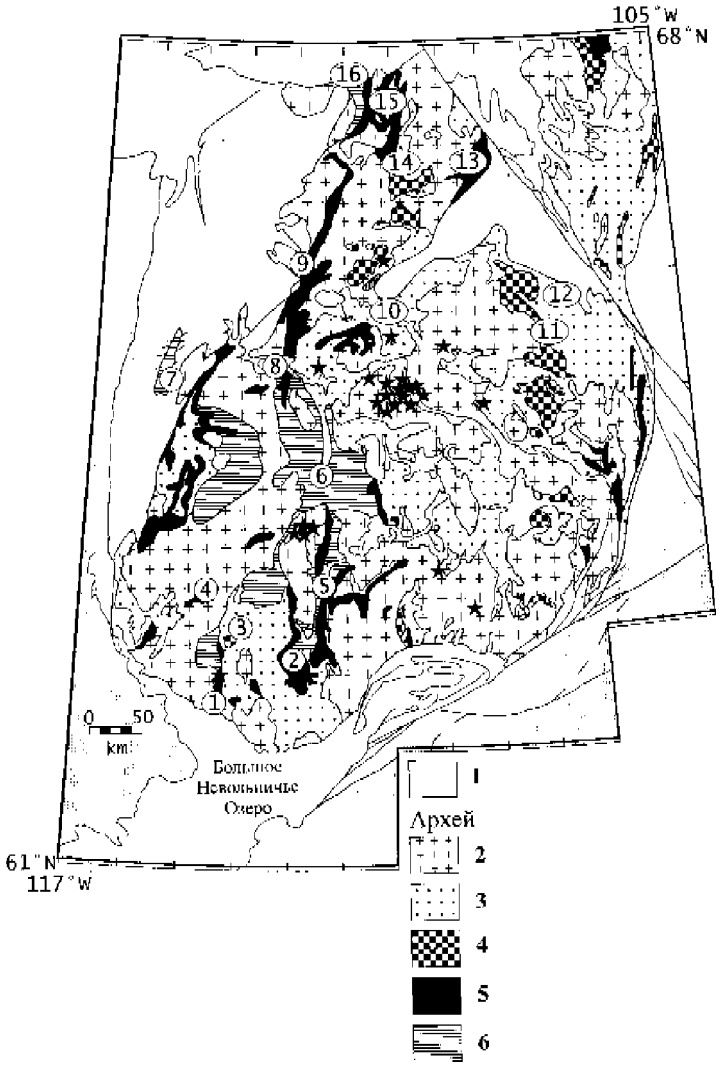


Рис. 2. Схематическая геологическая карта кратона Слейв: *1* — протерозойские и более молодые осадочные породы; *2–6* — архейские породы (*2* — габброиды и гранитоиды (2,55–2,7 Ga), *3* — метатурбидиты (2,6–2,67), *4* — кислые метавулканиты (2,67–2,69), *5* — мафитовые метавулканиты (2,66–2,71), *6* — орто- и парагнейсы (> 2,9–4,0 Ga)). Цифрами обозначены зеленокаменные пояса, звездочками — алмазоносные кимберлиты

Сопоставление возрастных ассоциаций пород кратонов

Ассоциации пород	Возраст, Ga	
	Слейв	Среднеприднепровский
Фундамент	4,0–3,6	3,80–3,65
Зеленокаменные ассоциации	3,81–2,70 2,69–2,60	3,17–3,00 3,00–2,95
Синтектонические гранитоиды	2,68–2,65	3,00–2,95
Посттектонические гранитоиды	2,61–2,60	2,80–2,65
Дайковый комплекс	2,30–2,00 1,27	2,37–2,00 1,80–1,60 1,40–1,20
Кимберлиты	0,440 0,172 0,073–0,075 0,047–0,052	?

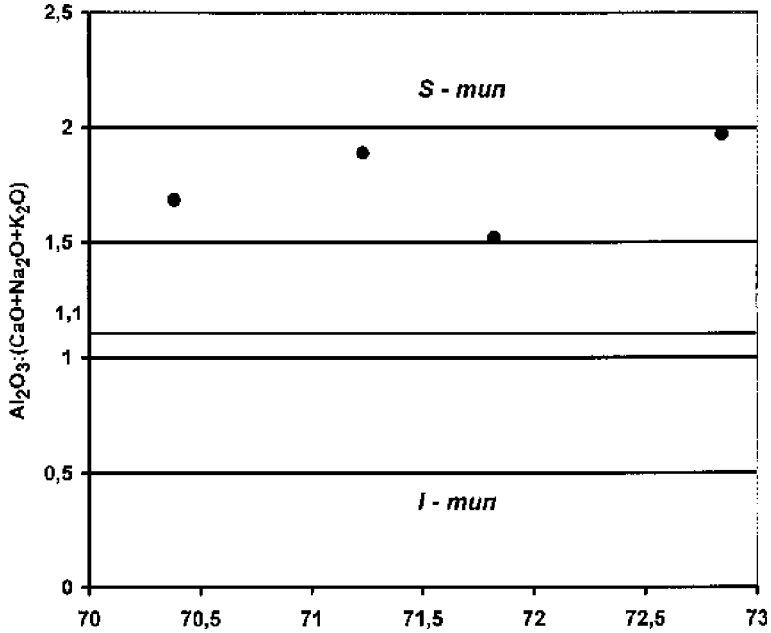


Рис. 3. Диаграмма $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ для саксаганских плагиогранитов [9]

Нам представляется, что подобные тектоно-петрологические субдукционные процессы характерны и для Среднеприднепровского кратона, хотя геодинамические процессы тут изучены значительно слабее, чем в кратоне Слейв. Коллизионными гранитами Среднеприднепровского кратона являются граниты саксаганского комплекса, более поздние по отношению к породным ассоциациям конкской и белозерской серий (рис. 3) [5].

В модели канадских и австралийских геологов [10, 12] формирование синтектонических и посттектонических гранитоидов в кратоне Слейв обусловлено рядом факторов: плюмовой тектоникой, расслоенной литосферой и специфическими глубинными условиями метаморфизма и гранитообразования — низким давлением и высокой температурой. По их мнению, поднятие плюма вверх экранировалось тугоплавкой и плавучей литосферой, нагревание которой привело к ремобилизации легкоплавких фракций и выделению тугоплавкого и высокотемпературного остатка. Высокие значения температуры остаточных образований передавались от корневых частей плюма в перекрывающую кору, где создавались благоприятные условия для образования гранитоидов. Судя по составу породообразующих минералов и спектру распределения редкоземельных элементов, саксаганские плагиограниты [8] формировались на больших глубинах (рис. 4) и не исключено, что предложенная выше модель приемлема и для Среднеприднепровского кратона.

Примечательным является и тот факт, что дайковые комплексы пород возрастом 2,3–2,0 и 1,4–1,2 Ga проявились в обоих кратонах синхронно. Более того, в кратоне Слейв все четыре генерации кимберлитового магматизма наиболее часто проявлялись в ореоле даек возрастом 2,3–2,0 Ga. Дайки такого же возраста, преимущественно ультрамафит-мафитового состава (около 20 даек) с разноориентированным простиранием, распространены преимущественно в северо-западной части Среднеприднепровского кратона [2, 9, 15] (рис. 1). По геофизическим данным [1, 6], в этой части кратона самая мощная литосфера, что подтверждает перспективность этого района на коренную алмазоносность. В зоне сочленения ДДВ с кристаллическим фундаментом весьма вероятно нахождение проявлений кимберлитового магматизма палеозойского возраста в пределах щита, синхронного по времени с заложением авлакогена.

В восточной части Среднего Приднепровья намечается другая перспективная площадь на коренную алмазоносность. В последних публикациях геофизиков [1] на карте глубинной неоднородности литосферы Украины выделяются мантийные диапиры ультрамафитовых и мафитовых пород, которые, с нашей точки зрения, можно отождествлять с корнями плюмов. В меридиональной зоне, между Запорожьем и Днепропетровском, в

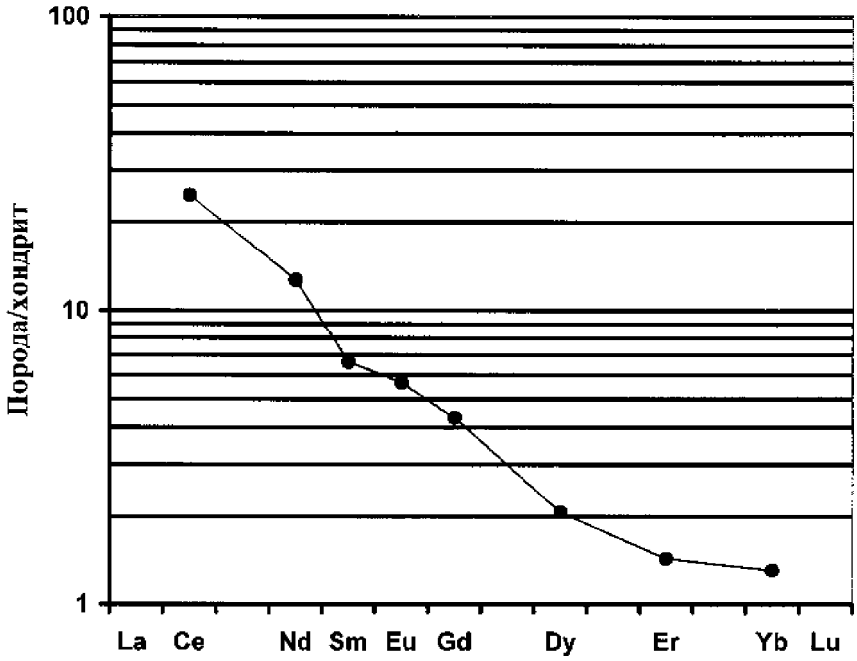


Рис. 4. Распределение редкоземельных элементов в саксаганских плагиогранитах [11]

пределах глубинного разлома установлено пять диапиров, три из которых размещены в области стойкой литосферной плиты центральной части УЩ. Нам представляется, что эти два района центральной части УЩ заслуживают первоочередного внимания с точки зрения перспектив на алмазы.

Из минералогических критериев следует отметить данные В. Н. Квасницы, который утверждает, что большинство разновидностей кристаллов алмазов, выявленных в россыпях Самотканского месторождения, расположенного в центральной части УЩ, отвечают глубинным образованиям эклогитового парагенезиса [4].

Суммируя сказанное, можно предполагать, что Среднеприднепровский кратон является перспективным на коренную алмазоносность. Поэтому есть все основания рекомендовать проведение в пределах этого региона целенаправленного комплекса геологических, геофизических, изотопно-геохимических, петрологических исследований и геологоразведочных работ.

1. *Атлас* "Глибинна будова літосфери та екогеологія України" / Відп. викон. М. М. Байсарович, О. Ю. Митропольський, І. С. Чуприна. — 1 : 5000000. — К., 2002. — 54 с.
2. *Бернадская Л. Г., Котловская Ф. И., Шаталов Н. Н.* Изотопный возраст дайковых формаций Украинского щита // Геохимия и рудообразование. — 1995. — № 13. — С. 54–63.
3. *Глевасский Е. Б., Каляев Г. И.* Тектоника докембрия Украинского щита // Минерал. журн. — 2000. — **22**, № 2/3. — С. 77–91.
4. *Квасниця В. М., Таран М. М., Лангер К.* Перспективи використання дрібних алмазів України // Там же. — 1999. — **21**, № 2/3. — С. 3–7.
5. *Розен О. М., Федоровский В. С.* Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). — М.: Науч. мир, 2001. — 188 с.
6. *Толкунов А. П., Пигулевский П. И., Слободянюк С. А., Кичурчак В. П.* Некоторые вопросы глубинной тектоники юго-восточной части Украинского щита // Мінеральні ресурси України. — 2002. — № 4. — С. 10–13.
7. *Щербак Н. П., Артеменко Г. В., Бартницкий Е. Н. и др.* Геохронологическая шкала докембрия Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1989. — 144 с.
8. *Щербак М. П., Артеменко Г. В., Бартницький Є. М. та ін.* Генезис порід граніт-зеленокам'яних областей Українського щита за даними досліджень РЗЕ // Допов. АН УРСР. Сер. Б. — 1991. — № 7. — С. 95–99.
9. *Щербак Н. П., Злобенко В. Г., Жуков Г. В. и др.* Каталог изотопных дат пород Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1978. — 224 с.
10. *Carbno G. B., Canil D.* Mantle Structure Beneath the SW Slave Craton, Canada: Constraints from Garnet Geochemistry in the Drybones Bay Kimberlite // J. Petrol. — 2002. — **43**, No 1. — P. 129–142.

11. *Chappell B. W., White A. S. R.* Two contrasting granite types // Pacif. Geol. — 1974. — **8**. — P. 173–174.
12. *Griffin W. L., Doyle B. J., Ryan C. G. et al.* Layered Mantle Lithosphere in the Lac de Gras Area, Slave Craton; Composition, Structure and Origin // J. Petrol. — 1999. — **40**, No 5. — P. 705–727.
13. *Isachsen C. E., Bowring S. A.* Evolution of the Slave craton // Geology. — 1994. — **22**. — P. 917–920.
14. *Padgham W. A., Fyson W. K.* The Slave Province: a distinct Archean craton // Can. J. Earth Sci. — 1992. — **29**, No 10. — P. 2072–2086.
15. *Shatalov N. N., Shatalov A. N.* Dyke of the Ukrainian Shield // Геол. журн. — 2002. — № 3. — С. 56–61.
16. *Shcherbak N. P., Bartnitsky E. N., Bibikova E. V., Boiko V. L.* Age and evolution of the Early Precambrian Continental Crust of the Ukrainian Shield // Arhean geochemistry. The origin and evolution of the Archean Continental Crust / Ed. A. Kroner et al. — Springer-Verlag, 1984. — P. 235–250.

Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования
НАН Украины, Киев
Киев. нац. ун-т им. Тараса Шевченко, Киев

Поступила 09.10.2003

РЕЗЮМЕ. Головною рисою подібності геологічної будови кратонів Середньопридніпровського (УЩ) та Слейв (Канадський щит) є те, що вони стабілізувались в археї й істотній переробці у протерозої та фанерозої не підлягали. Ця стабільність є однією з головних умов прояву алмазоносності кратону Слейв. У Середньопридніпровському кратоні алмази поки що встановлені лише в осадових утвореннях третинного й четвертинного віку. Ґрунтуючись на тому, що дайкові комплекси порід віком 2,3–2,0 і 1,4–1,2 Ga проявились на обох кратонах одночасно, можна передбачити, що Середньопридніпровський кратон також є перспективним на корінну алмазоносність.

SUMMARY. The main feature of similarity of geological structure of the Middle-Peri-Dnieper craton of the Ukrainian Shield and Slave craton of the Canadian Shield is that they have been stabilized in Archean and were not subject to considerable processing in Proterozoic and Phanerozoic. This stability is one of the basic conditions for diamond occurrence of the Slave craton. In the Middle-Peri-Dnieper craton the diamonds have been found only in sedimentary formations of the Tertiary and Quaternary age. Basing on the fact that the dyke complexes of the rocks of 2.3–2.0 и 1.4–1.2 Ga have occurred on both cratons simultaneously, one can suppose that the Middle-Peri-Dnieper craton is also promising for maternal diamond content.

МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ
MINERALOGICAL JOURNAL
(UKRAINE)

УДК 552.323.6:551.2:549.211(477)

В. М. Квасниця, Є. Б. Глеваський, С. Г. Кривдік

Палеотектонічні, петрологічні та мінералогічні критерії алмазоносності Українського щита

З врахуванням правила Кліффорда і на основі аналізу умов утворення літосфери Українського щита та особливостей його структури, а також характеристики його глибинного магматизму та розподілу знахідок алмазів, зроблена регіональна оцінка корінної алмазоносності різних геоблоків щита. Визначено також вірогідні генетичні типи алмазів та їх транспортери в земну кору. До найбільш перспективних територій щодо відкриття родовищ мантійного алмазу віднесено Середньопридніпровський геоблок, південно-західну частину Українського щита з потовщеною корою і прилеглі до Дніпровсько-Донецького авлакогену схили щита, особливо в межах їх архонової частини.

Вступ. Нині розрізняють декілька генетичних типів і підтипів ендогенного алмазу: 1) найважливіший серед них мантійний тип — алмаз, переважно з кімберлітів, лампроїтів та ксенолітів мантійних порід з кількома парагенезисами, головними серед яких є перидотитовий і еклогітовий (тобто два основних підтипи мантійного алмазу); 2) так званий коровий тип — мікрокристали алмазу давніх метаморфічних порід, знайдені в метаморфічних комплексах Казахстану, Китаю, Норвегії, Німеччини і Греції [22, 27, 50, 51]. Обґрунтування утворення цього алмазу в умовах земної кори явно недостатнє і, мабуть, він також має мантійне походження.

Окремо потрібно акцентувати увагу на алмазі з докембрійських кластогенних утворень, аналогічного за багатьма ознаками алмазу з кімберлітів (лампроїтів) і встановленому майже на всіх платформах (щитах) в ранньопротерозойських, рифейських і вендських відкладах. Однак поки що не вдалося простежити зв'язок цього алмазу з кімберлітами і лампроїтами. Найдавніші кімберліти, встановлені у Південній Африці, Венесуелі і Індії, мають вік 1600–1800 млн рр., проте вони безалмазні. Вік деяких багатих на алмаз давніх кімберлітів і лампроїтів складає ~ 1200 млн рр. Хоча виділяють давні протерозойські алмазоносні кімберліти: наприклад, радіологічний вік кімберлітів трубки Прем'єр в Південній Африці за даними Pb-Pb методу становить 1750 ± 100 млн рр., а за даними Rb-Sr методу — лише 1200–1250 млн рр. Можна припустити, що постачальниками алмазів із вендських і, частково, рифейських відкладів могли бути кімберліти і лампроїти, тоді як для ранньопротерозойського розсипного алмазу корінні породи поки що невідомі. Можливо, це деякі коматиїти [34], що недавно знайшло підтвердження [48].

Алмаз кристалізується на мантійних глибинах значно раніше, ніж утворюються магми (кімберлітові, лампроїтові та ін.), які виносять його в земну кору. Більшість кристалів цього алмазу має переважно давній (архейський, рідше протерозойський) вік, тому для прогнозу території, перспективної на корінні родовища алмазу, важливо встановити регіони, в яких на той час було можливе утворення мантійних алмазоносних порід. Наступне завдання — відновлення всієї тектоно-магматичної історії перспективного регіону, щоб визначити, чи могли зберегтися алмази в мантійних породах до часу їх виносу наверх. Якщо за першими двома показниками одержано позитивні результати, то тільки тоді є вагоме обґрунтування для постановки досліджень з локального прогнозування: встановлення можливих місць локалізації, віку і генетичного типу транспортера алмазів. Основу таких прогнозів мають становити результати комплексних досліджень регіонів з їх тектоніки, глибинної будови та палеогеодинаміки, петрології та мінералогії розвинутих в них мантійних утворень.

Нижче на основі реконструкції палеогеодинамічних обстановок формування літо-

© В. М. Квасниця, Є. Б. Глеваський, С. Г. Кривдік, 2003

сфери Українського щита (УЩ) та її пізніших перетворень, аналізу глибинного магматизму щита та розподілу в його чохлі та відкладах Донбасу розсипних алмазів, виконана спроба оцінити перспективи корінної алмазоносності кожного з геоблоків УЩ. Значну увагу приділено розробці уявлень про вірогідне поширення генетичних типів алмазів з урахуванням можливостей відкриття в межах УЩ його нових геолого-генетичних типів.

Узагальнені дані про правило Кліффорда. Для регіональної прогнозної оцінки алмазоносності вельми важливим інструментом залишається правило Кліффорда, сформульоване ще в середині минулого століття. Стосовно території УЩ його практичне значення полягає в поділі геоблоків за ступенем їх перспективності для пошуків промислово алмазоносних кімберлітів — найважливіших постачальників алмазів.

Це правило базувалось, головним чином, на емпіричних даних, встановлених в алмазоносній провінції Південної Африки. Ним постулювалася промислова алмазоносність лише древніх, в подальшому непереероблених, кратонів — "архонів". Нині до таких відносять кратони з віком кори не молодше від 2,8 млрд рр.

Вже давно обговорюються причини закономірностей, встановлених Т. Кліффордом. Частково їх пояснювали значною різницею у віці власне алмазів (лише архейський — 3,2–3,4 млрд рр. — з перидотитових парагенезисів [*]) та вміщуючих їх кімберлітів. Вік останніх коливається в значно ширшому інтервалі — від протерозою до кайнозою. Звідси виникло припущення, що джерелом алмазів є архейська деплетована мантія, а кімберліти, що інтрудували в епохи тектонічних перебудов, — лише переносники "готових" алмазів.

Важливо підкреслити, що ці перебудови мали поєднувати значну інтенсивність, що забезпечувала транспортування алмазів з глибин 120–200 км у верхні частини кори, з "недоторканістю" при цьому алмазоносних коренів літосфери архонів. Тому з геодинамічних міркувань треба припускати, що літосферна мантія архонів не повинна була потрапляти ані в зони прямої дії субдукційних, ані рифтогенних обстановок, де вона має руйнуватись.

Як же формуються алмазоносні кімберліти? В більшості випадків їх знаходять в обрамленні структур розтягнення великих масштабів — від ареалів трапів, або ж авлакогенів, до сучасних океанів (маються на увазі трубки в континентальних продовженнях трансформних розломів в Західній Африці) і тому пов'язують з дією "висхідного мантійного потоку — астеносферного діапіру" на давню алмазоносну літосферну мантію. Причиною зазначених процесів вважають рух літосферної плити над гарячими точками — плюмами, походження яких, в свою чергу, зумовлено змінами в мантійній конвенктивній системі й може спричинити розкол і розділення континентів.

Відомі алмазоносні кімберліти і в зонах стиснення — приміром, в сутурі епіархейських мікроконтинентів, що конвергували (пояс Лімпопо [8]) або алмазоносні лампроїти Австралії, розташовані в рухомих поясах навколо архейського кратону Кімберлі. До того ж кімберліти вміщують, окрім перидотитових, ще й еклогітові алмази, типові для лампроїтів. Співвідношення алмазів цих парагенезисів в кімберлітах різних трубок коливається в широких межах. Цікаво, що вік алмазів еклогітових парагенезисів як з кімберлітів Південної Африки, так і з тіл австралійських лампроїтів не виходить за межі протерозою. Зважаючи на ці дані, еклогітові алмази вважають або новоутвореннями, або ж алмазами перидотитових парагенезисів, зміненими за рахунок пізніших процесів, в тому числі й пов'язаних з субдукціюванням молодої океанської кори в сферу існування "давніх алмазоносних кілів". Висновок з цього досить оптимістичний: перетворення продуктивних коренів архонів не завжди призводить до їх знищення.

В зв'язку з цим не виникає жодного сумніву щодо важливості палеогеодинамічних реконструкцій ранньодокембрійських етапів формування літосфери УЩ. Не менш значущою є розшифровка пізніших її перетворень, під час яких алмази зберігалися, а згодом транспортувались. Тому дуже цікаво порівняти палеогеодинамічні умови утворення літосфери геоблоків УЩ та їх активізації із закономірностями розміщення на цій території глибинних магматитів, а також знахідок розсипних алмазів. Обговорення цих даних, безсумнівно, буде корисним для оптимальної оцінки перспектив алмазоносності різних геоблоків УЩ, незважаючи на те, що ці питання частково вже розглядались [10] і поділ його на

[*]Останнім часом з'являються нові, недостатньо перевірені дані про молодший вік алмазів з перидотитових парагенезисів.

архони і протони лишився без змін.

Палеогеодинамічні обстановки формування літосфери Українського щита. Літосфера УЩ формувалась різними "способами" і, мабуть, неодночасно, оскільки складається вона з п'яти геоблоків істотно різної геологічної будови, поділених шовними зонами — слідами закриття колишніх басейнів, що їх розділяли [49]. Загалом всі геоблоки можна розділити на дві майже рівні за площею групи — архейські граніт-зеленокам'яні, неоднаково перетворені в протерозої, і протерозойські гранітогнейсові, що містять залишки архейських структурно-речовинних комплексів.

Найбільш цікавим є процес розвитку архейської кори граніт-зеленокам'яних геоблоків, бо віковий інтервал її формування (3,65–2,8 млрд рр.) збігається з часом утворення алмазів перидотитових парагенезисів. З актуалістичних позицій граніт-зеленокам'яні області часто порівнюють з примітивними острівними дугами, наголошуючи, що їх формування (на відміну від справжніх фанерозойських дуг) відбувалося поза справжніми субдукційними обстановками. За розрахунковими даними [36], граніт-зеленокам'яні асоціації є результатом поглинання (на глибину 50–80 км) в архейську мантію тонких, "скупчених торошенням" пластин океанської літосфери того часу. В цих умовах водонасичені базальти океанської літосфери плавились та диференціювались, але з утворенням не типових для фанерозойських дуг розплавів середнього складу, а більш легких — плагіогранітоїдних. Вони спливали, протикаючи товщу скупчених пластин океанської кори, і формували гранітні куполи та зеленокам'яні структури, що їх облямовували. Граніт-зеленокам'яними вважаються Середньопридніпровський, Приазовський і, умовно, Білоцерківсько-Середньобузький геоблоки. Ця послідовність відображає зростання глибини ерозійного зрізу цих геоблоків, а також ступінь їх протерозойського перетворення. Не затримуючись на характеристиці граніт-зеленокам'яних геоблоків, що наведена в багатьох роботах [49 та ін.], зауважимо, що нижня частина розрізу їх зеленокам'яних структур відповідає фрагментам океанської кори, а верхня та гранітоїди куполів — протоостроводужним утворенням. В Білоцерківсько-Середньобузькому геоблоці зеленокам'яні структури еродовані. З їх реліктами ототожнюють фрагменти амфіболіт-ультрабазитових розрізів росинсько-тікицької серії, а на півдні геоблоку в Побужжі — подібного ж складу грануліти.

Щодо проблем алмазоносності, то в наведеній моделі найважливішою є констатація незначної глибини зони поглинання океанської кори при формуванні протодуг. Річ в тім, що вік океанської кори середньопридніпровської та приазовської граніт-зеленокам'яних асоціацій складає не менше 3,2 млрд рр., тобто практично відповідає часу деплетації мантії і, відповідно, утворенню алмазів перидотитових парагенезисів. Зважаючи на загальновизнані оптимальні умови алмазоутворення (P = 4–5 ГПа, T = 1000–1250 °С), вони кристалізувались на глибині більше 100 км і тому існування малоглибинних зон поглинання архейської океанічної літосфери при формуванні граніт-зеленокам'яних асоціацій не могло їх знищити. Навпаки, підграніт-зеленокам'яні рестити і більш ранній рестит, що виник під час виплавлення базальтів архейської океанської кори, з часом повинні були об'єднатися. До такого висновку призводить, приміром, математичне моделювання у роботі [39], з якого випливає, що під континентами, над низхідними мантійними конвективними потоками, температура мантії знижувалась і тут поступово зникала астеносфера, а континентальна кора "обростала" знизу високов'язкою мантійною речовиною. Така модель формування літосфери архонів вважається цілком імовірною для УЩ.

Серед граніт-зеленокам'них геоблоків УЩ лише Середньопридніпровський відповідає поняттю "архон" повною мірою, оскільки більша його частина не несе ознак глибинних перетворень, пов'язаних з субдукцією під нього молодої океанської кори. Зі сходу його обмежено Оріхово-Павлоградською шовною зоною, що об'єднала Середньопридніпровський геоблок з Приазовським раніше, ніж з іншими геоблоками УЩ — близько 2,1 млрд рр. (за віком Малотерсянського масиву лужних порід). Вважається, що до цієї події названі фрагменти мікроконтинентів розвивалися автономно і були розділені басейном з корою океанського типу [49]. Цей басейн почав закриватись не пізніше 2,4 млрд рр. тому завдяки субдукції океанської літосфери під Приазовський фрагмент мікроконтиненту. В цей час східна частина Середньопридніпровського геоблоку була пасивною континентальною окраїною і тому потенційно алмазоносна мантія там збереглася. Але, в зв'язку з колізією мікроконтинентів, тут відбувалися потужні глибинні рухи, що спричиняли інтрудування

мантійних магматитів. В суміжному Приазовському геоблоці приклади таких інтрудувань відомі — це карбонатити Новополтавського (Чернігівського) і Бегім-Чокрацького масивів та лампроїтоподібні утворення коларівського комплексу. Останні продовжують на південь дугоподібну структуру названих карбонатитових масивів.

Західніше Середньопридніпровського геоблоку сценарій протерозойських перетворень був дещо іншим [49]. Адже тут в усіх геоблоках — Кіровоградському, Білоцерківсько-Середньобузькому і Волино-Подільському широко представлені гранітогнейсові комплекси протерозою. В палеотектонічному відношенні цю територію можна порівняти з сучасними басейнами крайових морів південно-східної Азії, поділених острівними дугами. На її місці в протерозої в результаті субдукційних і колізійних геодинамічних обстановок сформувався акреційний ороген. Деталі палеогеодинаміки формування орогена розглянуто в ряді праць [49 та ін.]. Тут важливо лише підкреслити, що архейські структурно-речовинні комплекси на всій території західної частини УЩ збереглися в незначній кількості і перспективи її алмазоносності з позицій правила Кліффорда можуть пов'язуватись лише з пошуками родовищ алмазів некімберлітового типу.

В процесі формування орогену західної частини УЩ Середньопридніпровський геоблок практично залишився неушкодженим. Адже з західної сторони він був захищений "буфером" Західноінгулецького блоку, що в цей час інтенсивно перебудовувався. Відлунням цих подій в Середньому Придніпров'ї були рої діабазових дайок, відомі в його західній частині.

На рубежі 2,0–1,9 млрд рр. об'єдналися не лише всі геоблоки УЩ, але і мезоконтиненти Східноєвропейського кратону (СЄК) і майже одразу почалося його рифтогенне розколювання — так звана тектоно-магматична активізація.

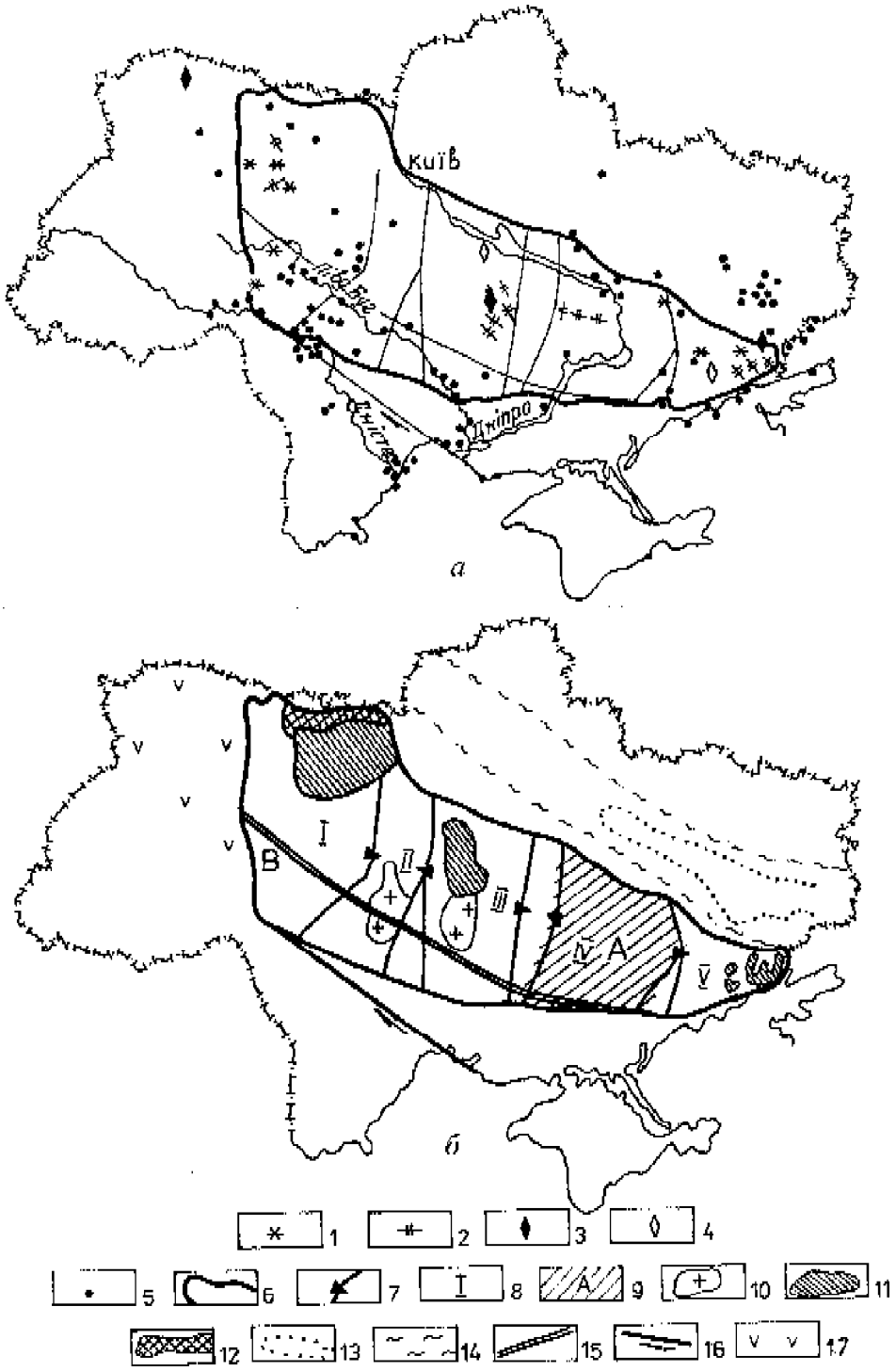
Активізація Українського щита. УЩ займає південний кут Східно-Європейської платформи (СЄП). Він "відгороджений" від решти її фундаменту, головним чином, Дніпровсько-Донецьким авлакогеном (ДДА) і лише з західного торця — Волино-Кресцівським. У порівнянні з площею всієї платформи — це лише тоненька смуга її кристалічних порід, що затиснута між пізньопротерозойсько-палеозойськими спорудами ДДА та фундаментом молодої Скіфської плити. Звичайно, така геологічна позиція УЩ повинна була позначитися на його перетвореннях, пов'язаних з формуванням оточуючих структур — так званою активізацією, що, в свою чергу, може бути причиною формування та інтрудування глибинних потенційно алмазоносних магматитів.

За початок періоду процесів активізації на УЩ треба прийняти віковий рубіж, близький до 2,0 млрд рр. — тобто той час, після якого кора щита була вже сформована, а всі його геоблоки об'єднані.

Якщо пов'язувати відомі і датовані активізаційні процеси з певними значними геологічними подіями, що добре ідентифікуються на щиті, то їх можна об'єднати в чотири етапи: 1) закладання пізньопротерозойського попередника ДДА; 2) розвиток у рифеї-венді на південно-західному схилі УЩ Подільського здвигу [9]; 3) утворення у венді ареалу волинських трапів; 4) формування середньопалеозойського ДДА.

Більшість названих подій добре відома і неодноразово обговорювалася, в тому числі і в зв'язку з походженням глибинного магматизму. Тому тут варто деталізувати лише перший пункт, що включає дещо нові підходи. Справа в тому, що із закладанням пізньопротерозойського попередника ДДА, в свою чергу, пов'язана низка подій. Це утворення серії платформенних плутонів, лінеаменту "В" В. Б. Сологуба та А. В. Чекунова [35, 37], а також і найближчих до щита країв кратону — південно-західного та південного. Всі ці події відбувалися в палео-мезопротерозої, але неодночасно — в інтервалі ~ 1,9–1,6, можливо, до 1,2 млрд рр.

Саме авлакогенні вулканічно-осадові утворення цього віку відомі в Овруцькій структурі на північному заході УЩ, припускаються, за геофізичними даними [35], в центрі ДДА (рисунок), їх також розкрито свердловинами на південному сході — в Ростовському виступі. Вважається, що причиною розколу СЄК були його великі розміри. Адже під його тоді вже потужною літосферою, латерально розширеною за рахунок об'єднання мікроконтинентів, накопичувалося ендогенне тепло. Це приводило до часткового плавлення мантії і утворення в підошві кори кратону потужних лінз базальтової магми, що "розтікалася" від його центру до периферії, спричиняючи таким чином розтягування ще молодої кори.



Геологічна інтерпретація розподілу знахідок алмазів на території України. *Порівняння схем*: знахідок алмазів і проявів кімберлітів, лампроїтів та інших лужно-ультраосновних порід (*а*), геоблоків щита і головних тектонічних елементів активізації щита та прилеглих територій (*б*). *1* — прояви лужно-ультраосновного та карбонатитового магматизму, *2* — дайкові поля толеїтового та лужно-базальтового магматизму, *3* — кімберліти, *4* — лампроїти, *5* — місця знахідок алмазів, *6* — контур щита, *7* — сутури (трикутник вказує напрямок субдукції при об'єднанні геоблоків), *8* — нумерація геоблоків (*I* — Волино-Подільський, *II* — Білоцерківсько-Середньобузький, *III* — Кіровоградський, *IV* — Середньо-придніпровський, *V* — Приазовський), *9* — архон, *10* — крупні масиви гранітів, *11* — плутони і масиви лабрадорит-рапаківгранітів та сублужних (Східне Приазов'я) порід, *12* — Овруцька структура, *13* — контур рифейських відкладів, за геофізичними даними [35], *14* — контур Дніпровсько-Донецького авлакогену, *15* — лінеамент "В" [35, 37], *16* — Подільський здвиг, *17* — ареал волинських трапів

Вважається також, що розколи кори виникали у вигляді трипроменевих систем рифтів, яких на СЄК відомо декілька. Звідси виходить, що якщо авлакоген досягає краю кратону, то його можна вважати відмерлою гілкою такої системи, а дві інші гілки залишалися активними і сформували океанські басейни [16]. З цієї точки зору Волино-Кресцівський авлакоген і ДДА, що відповідно сягають південно-західного і південно-східного країв СЄК, є "близнятами" тих активних рифтів, що сформували океанічні басейни того часу вздовж нинішніх південних контурів СЄП.

Початкові стадії утворення пізньопротерозойського попередника ДДА фіксуються відкладами топільнянської серії і магматитами низки петрологічно подібних між собою плутонів, що витягнулись ланцюгом вздовж південно-західного борту ДДА на 800 км. Ця низка, що об'єднує Коростенський і Корсунь-Новомиргородський анортозит-рапаківі-гранітні плутони та серію сублужних масивів Східного Приазов'я, нагадує слід "гарячої точки". Тому є причини припускати омолодження віку названих плутонів із південного сходу на північний захід. Підставою для такого твердження є те, що вік пізніх фаз магматичних комплексів на сході (Жовтневий масив) та ранніх на заході (Федорівський масив Коростенського плутону) практично сходиться — біля 1,8 млрд рр. [6, 43]. Беручи до уваги віковий інтервал формування Коростенського плутону — 60 млн рр. [6], або ж близьку до цього різницю у віці кам'яномогильських гранітів Приазов'я та їх геохімічних аналогів на північному заході УЩ — пержанських гранітів, можна оцінити швидкість переміщення кратону над "гарячою точкою" в перші сантиметри на рік.

Звичайно, вже наведені дані визначають УЩ перспективним на потенційно алмазоносні магматити пізньопротерозойського віку. Але не менш важливою для прогнозу їх поширення є реконструкція умов формування пізньопротерозойського рифту — попередника ДДА, бо вони специфічні. В першу чергу впадає в очі те, що цей рифт асиметричний — розміщення низки плутонів не сходиться з рифтовим грабеном, але розташовується субпаралельно йому. По-друге, характерно, що плутони локалізовано саме в тих геоблоках, де найпізніше закінчилося формування кори — Приазовському, Кіровоградському та північній частині Волино-Подільського. На рисунку для останнього геоблоку це не так наочно через те, що найзахідніша сутура південно-західного сегменту СЄК знаходиться за межами України, але вплив пов'язаного з нею "позагеоблокового" Поліського вулкано-плутонічного поясу (клесівська серія, осницький комплекс) на кору позначився саме тут.

Крім ДДА відомо кілька січних до структури щита елементів, що мають північно-західне (авлакогенне) простягання і пов'язані, мабуть, спільністю походження. Це лінеамент "В", пояс товстої (50–65 км) кори [35, 37] і блок щита, де отримані значення K-Ar віку слюд попадають лише в інтервал 1,7–1,2 млрд рр. [45]. Просторово вони майже збігаються. На рисунку — це, головним чином, південно-західна частина щита між лінеаментом "В" і Подільським здвигом.

Схемою формування рифту, що найкраще пояснює і узгоджує утворення всіх названих елементів, є модель Б. Верніке в поєднанні з концепцією пасивного рифтогенезу [40]. Так, використовуючи ці розробки, можна припускати, що передрифтове розтягнення і потоншення кори визначалося формуванням гігантського положистого скиду лістричного типу (з його виходом на поверхню кристалічного фундаменту ототожнюється лінеамент "В", нахилений на північний схід), що сполучав нижні шари кори з верхніми. При цьому південно-західна частина УЩ вважається лежачим, піднятим крилом цього скиду, а північно-східна — висячим, що було зсунуто (рисунок). Вважається також, що зменшення тиску при потоншенні кори в результаті переміщення крил скиду приводило до її плавлення в "послаблених" місцях — в геоблоках з наймолодшою корою і, так би мовити, спричинювало адвекцію астеносфери [40]. Пластична в цей час нижня кора геоблоків не розколювалась, а при взаємодії з астеносферою формувала специфічні за складом плутони [13]. Звичайно, що розтягування кори компенсувалося потовщенням базальтового шару не тільки під рифтом, але й під лежачим крилом скиду. Саме тому тут, в південно-західній частині щита, виходять підняті на поверхню кристалічного фундаменту грануліти — так званий горизонт K_2 [35], а знизу кора піднятого крила скиду наростилася, мабуть, компенсаційним "базальтовим" шаром пізньопротерозойського віку, за рахунок чого вона стала аномально товстою. Про це свідчать ізопахіти шару основних порід по-

тужністю близько 20 км у нижній частині кори, саме в цьому районі, а також інтенсивні глибинні магнітні аномалії та інші параметри, що подібні з такими в області розвитку трапів Волині [35].

Таким чином, виходячи з викладеного вище можна твердити, що зона впливу пізньодокембрійського авлакогену охоплює практично всю територію західної частини УЩ (рисунок). Звичайно, не всі частини цієї території рівноцінні з точки зору перспектив розповсюдження глибинних алмазоносних магматитів, хоча з загальних позицій можна зазначити, що пасивний рифтогенез навряд чи зашкодив глибинним кілям алмазоносної мантії під щитом. Проте територія потовщеної кори з новоутвореним базальтоїдним шаром і прилеглими до неї ділянками є найбільш перспективною на глибинні магматити і тому просторовий збіг цієї території з ареалом поширення знахідок алмазів в південно-західній частині щита отримав геодинамічне пояснення.

До речі, повертаючись до ідеї про накладені перетворення мантійних горизонтів, треба коротко зупинитись на даних про будову нижніх частин літосфери. Відомо, що структура поверхні астеносфери на території УЩ не збігається з більш поверхневими структурними планами (M, K_2, поверхні кристалічного фундаменту), в тому числі і з накладеними північно-західними (авлакогенними) напрямками [35]. Структура поверхні астеносфери має чітке північно-східне орієнтування і добре узгоджується з регіональним блокуванням Середземноморського поясу [35] і тому навряд чи може вважатися давньою. Така значна увага до цього питання пояснюється тим, що потужність літосфери є важливим параметром визначення перспективності алмазоносних регіонів. Вона збільшується зі зростанням її віку, як правило, прямо корелюється з потужністю кори і, взагалі, їх еволюція вважається спільною до глибин близько 200 км [3]. На УЩ ці співвідношення не завжди такі. Зважаючи на схему поверхні астеносфери [35], потужність літосфери в межах УЩ приблизно однакова на заході і сході (100–150, місцями до 200 км) і досягає максимуму в його центрі (250 км). В останньому випадку ізогіпса поверхні астеносфери окантовує зону різної геологічної будови, що простяглася від Тирасполя до Кіровограда і відповідає як потовщеній (65 км), так і потоншеній (~ 35 км) корі. Мабуть дозвільна спроможність сейсмічних методів на глибинах, що перевищують поперечні розміри геоблоків УЩ, невелика і не може достовірно поділяти їх за потужністю літосфери.

Глибинний магматизм Українського щита. Кімберліти на докембрійських платформах та щитах завжди просторово асоціюють з базальтами. Останні переважно належать до порід нормального ряду (трапи), хоча можуть бути присутніми також лужні та сублужні олівінові базальти. В ряді кімберлітових провінцій кімберліти асоціюють з вулканітами або масивами лужно-ультраосновної формації. Проте генетичного співвідношення з цими породами не з'ясовано, а деякі дослідники вважають, що наявність лужно-ультраосновних порід певною мірою є несприятливим критерієм щодо алмазоносності кімберлітів. Так, наприклад, для центральної частини Сибірської платформи характерні алмазоносні кімберліти, тоді як в північній частині (Меймеча-Котуйська провінція) неалмазоносні та слабоалмазоносні кімберліти асоціюють з породами лужно-ультраосновної (карбонатитової) формації. Разом з тим, в Архангельській провінції поряд з алмазоносними кімберлітами відзначено мелілітові (апомелілітові) породи ультраосновно-лужного складу.

В межах УЩ всі відомі прояви кімберлітів (Приазов'я, Кіровоградський блок, Волинь) супроводжуються вулканітами та дайками порід основного, ультраосновного та середнього складу. Для Волині (Кухотська Воля) ці породи представлені базальтами (нормального ряду), сублужними габро-діабазами та туфами основно-ультраосновного складу [41].

В Кіровоградському районі кімберліти (Лелеківський та Щорсівський прояви) супроводжуються численними дайками порід різноманітного складу — від сублужних перидотитів та габроїдів до сієнітів. Підпорядковане значення мають дайки толеїтових базальтів та діабазів.

В Приазовському блоці УЩ, де виявлено кілька трубок та дайок кімберлітів, давно відомі дайки сублужних та лужних габроїдів, а також лампрофірів (камптоніти, мончикіти, спесартити тощо). Схоже, що в Приазов'ї відсутні дайкові габроїди та основні вулканіти нормального ряду.

Важливо відзначити, що кімберліти та супроводжуючі їх породи основно-ультраосновного складу однакові або близькі за віком. В Кіровоградському районі вони протерозойські, в Приазов'ї — палеозойські (девонські), на Волині — рифейські або палеозойські (їх вік остаточно не визначено).

Насамперед зазначимо, що всі прояви базитового, ультрабазитового та лужного магматизму у внутрішніх районах (геоблоках) УЩ належать (за даними визначень ізотопного віку) до протерозойських утворень віком від 1,7 до 2,1 млрд рр. Згадувані вище кімберліти Кіровоградського району та супроводжуючі їх дайки глибинних порід підтверджують цей висновок. Зі значною долею ймовірності можна вважати, що на всій території УЩ проявився протерозойський кімберлітовий та лампроїтовий магматизм, синхронний з лужно-ультраосновним (близько 2,0 млрд рр. тому). Звичайно, це не виключає можливості пізнішого кімберлітоутворення на УЩ.

Одним з доказів цього можуть слугувати знахідки алмазів та його супутників (хроміти, піропи) в білокоровицьких конгломератах. Можемо припустити, що в Приазовському блоці (його західній частині) проявився протерозойський кімберлітовий та лампроїтовий магматизм. Підтвердженням цього можуть бути лампроїтоподібні породи трубки "Мрія" [33].

Особливо цікавим є Середньопридніпровський геоблок УЩ, в якому платформенний глибинний магматизм проявлений дуже обмежено. Єдиним проявом лужного магматизму є Малотерсянський масив, розташований на північно-східній окраїні цього геоблоку. Деякі критерії (наявність фенітів, карбонатитоподібних порід та жильних карбонатитів, окремі геохімічні особливості порід [25]) дають підставу виділяти в цьому масиві більш ранній (близько 2,0 млрд рр. [14]) магматичний етап, пов'язаний, імовірно, з вкоріненням лужно-ультраосновної магми (можливо синхронно або близько за часом з формуванням Чернігівського карбонатитового комплексу) та пізніший етап (1,8 млрд рр.) — габро-сієнітовий, формування якого ми пов'язуємо з вкоріненням лужно-базальтової магми.

Іншим представником платформенного магматизму є дайки камптонітів, що відзначені в районі Сурських магнітних аномалій [19]. Ці породи цікаві перш за все високим вмістом титану (4–5 % TiO_2), проте їх вік не визначено, а в наявній літературі наводяться тільки хімічні аналізи порід без будь-якої іншої характеристики. Загалом Середньопридніпровський геоблок є найпасивнішим в порівнянні з іншими районами УЩ стосовно платформенного магматизму.

В південній частині Волино-Подільського геоблоку УЩ відомі протерозойські Проскурівський та Антонівський лужно-ультраосновні масиви, а також низка невеликих масивів слюдистих перидотитів в Білоцерківсько-Середньобузькому геоблоці (Немирівський, Жданівський та ін.), значно (до кількох кілометрів) еродованих. Можна припустити, що і синхронні або близькі за віком кімберлітові, лампроїтові трубки та дайки (якщо вони існували на даній території) були сильно чи повністю еродовані. Цікавими є знахідки калієвих порід (серії ортоклазовий піроксеніт-шонкініт-сієніт) у цьому районі, які ще тільки починають вивчатися.

На наш погляд, особливо цікавою щодо глибинного магматизму є північна частина Волино-Подільського геоблоку УЩ. Раніше тут були відомі такі прояви лужно-ультраосновного магматизму як Городницька інтрузія якупірангіт-мельтейгітів та феніти Березової Гаті [25, 42]. Останнім часом в цьому районі виявлено ряд дайок та невелику інтрузію лужно-ультраосновних порід, які за своїм складом та структурою відповідають якупірангіт-мельтейгітам та їх порфіровим фаціям (олівінові меланефелініти) [26]. В цьому ж районі є дайки та інтрузії базитів та ультрабазитів нормального й сублужного рядів. Цікаво, що дайки та деякі штокоподібні інтрузії (наприклад, Городницька) лужно-ультраосновних порід та базитів малоеродовані або належать до гіпабісальної фації глибинності. Якщо в цьому районі буде виявлено кімберлітові та лампроїтові дайки чи трубки, можна також сподіватися на їх незначну еродованість. Про можливість існування таких протерозойських алмазоносних порід свідчить, як зазначено вище, наявність алмазу та його мінералів-супутників в білокоровицьких конгломератах.

Загалом, північну частину Волино-Подільського геоблоку УЩ можна розглядати як перспективну на пошуки трубок та дайок кімберлітів і лампроїтів. Правда, згідно з існую-

чими критеріями, цей геоблок (як і більшість на УЩ) не можна відносити до архону з алмазоносними кімберлітами. Проте це не виключає наявності тут алмазоносних кімберлітів і лампроїтів з переважно перидотитовими алмазами.

Зауважимо ще одну специфіку УЩ. Цей регіон, на відміну від подібних докембрійських щитів та платформ, є надзвичайно пасивним щодо фанерозойського платформенного магматизму. Переважна більшість, а у внутрішніх районах — всі постконсолідаційні (платформенні) інтрузії мають протерозойський вік. Палеозойські базити та лужні породи (разом з протерозойськими) відомі тільки в Приазовському блоці УЩ. Припускається їх наявність на крайній північно-західній околиці цього регіону. Це, вочевидь, потрібно враховувати при оцінці алмазоносності регіону. Ймовірно, що у внутрішніх районах УЩ можуть бути виявлені переважно (або тільки) докембрійські кімберліти та лампроїти.

Поширення алмазів у теригенних відкладах України і головні уявлення про їх генетичні типи. Акцесорні кристали алмазу зафіксовано в теригенних відкладах багатьох місць УЩ та його схилів з переважною їх концентрацією на декількох вікових рівнях (таблиця): в протерозойських відкладах північної частини УЩ (конгломерати і пісковики білокоровицької світи), в верхньопалеозойських відкладах Центрального Донбасу і зони зчленування з Приазовським блоком (переважно верхньокарбонові відклади), в неогенових відкладах центральної частини і північно-східного схилу УЩ (сарматські і полтавські піски), в неогенових відкладах південно-західної частини УЩ (балтські піски), а також у четвертинних і сучасних відкладах Придністров'я, Побужжя, Придніпров'я, Причорномор'я і Приазов'я (терасові і руслові алювіальні відклади рік, що розмивають наведені вище відомі й невідомі колектори алмазу, а також відклади пляжів Чорного та Азовського морів, куди алмаз принесено річковими системами). У багатьох випадках такі знахідки алмазу супроводжуються супутніми йому мантійними мінералами (піропом, піроп-альмандином, хромшпінелідом, пікроільменітом, хромдіопсидом тощо). Відомі кімберлітові і лампроїтові прояви південно-східної, центральної і північно-західної частин УЩ безалмазні або, ймовірно, тільки

перспективно алмазоносні і не можуть бути корінними джерелами для вказаного розсипного алмазу.

Знайдені розсипні алмази наведених вище вікових рівнів в межах УЩ мають специфічні ознаки. Білокоровицькі протерозойські алмази майже не відрізняються як від алмазу з кімберлітів і лампроїтів докембрійського чи фанерозойського віку, так і від докембрійського розсипного алмазу з інших регіонів. Сарматсько-полтавські алмази характеризуються цілою низкою ознак (малий розмір, переважно кубічна форма кристалів, "легкий" склад вуглецю, незвичний набір азотних центрів та ін.), які не дозволяють повністю ототожнювати їх з алмазом з кімберлітів (лампроїтів) чи з метаморфічних порід (до того ж парагенетично супутні цьому алмазу мантійні мінерали не знайдено). Серед балтських алмазів, окрім малих розмірів більшості кристалів, часті зелені, різні за морфологією багатогранники (в тому числі своєрідні тетрагексаедроїди), що також не дозволяє повністю їх зіставляти з алмазом з кімберлітів (лампроїтів) чи з метаморфічних порід. Все це свідчить про місцеві корінні джерела різновікових розсипних алмазів.

Якщо багаточисельність корінних джерел ендогенного алмазу і місця їх розташування на УЩ не викликають сумніву, то кардинальне питання — з яким генетичним типом (підтипом) ендогенного алмазу ми маємо справу, ще далеке від вирішення. Проте саме від цього залежить правильний вибір стратегії пошуків корінних джерел алмазу на УЩ.

Відмінність властивостей кристалів алмазу звичайно вважають наслідком різного походження як самого алмазу, так і, часто, його корінних джерел. З цієї точки зору, знайдені кристали алмазу на території України відносять до декількох генетичних типів, однак обґрунтування їх приналежності до певних типів не завжди має надійну основу і спирається на застарілі результати досліджень властивостей розсипного алмазу України, які, виходячи із досягнень сучасної мінералогії алмазу, сьогодні втратили індикаторне значення.

Досвід вивчення мінералогії розсипного алмазу в Якутії показує, що тільки детальне дослідження значної кількості (декілька сотень) кристалів алмазу дозволяє більш-менш правильно прогнозувати їх корінні джерела та вести їх пошук. Тобто, стосовно українського розсипного алмазу таким перспективним об'єктом вивчення можуть бути сотні кристалів алмазу з неогенових титан-цирконієвих розсипів. Майже всі інші місця знахідок розсипного алмазу в Україні є малочисельними за кількістю знайдених алмазів, можливо, окрім десятків кристалів алмазу з білокоровицьких протерозойських конгломератів.

Саме в неогенових титан-цирконієвих розсипах України були встановлені нові генетичні типи алмазу: імпактного [31] і так званого метаморфічного. Імпактний алмаз в цих розсипах представлений переважно апографітовими і, дуже рідко, аповугільними зернами — тогоритами. Якщо для імпактного алмазу є достатньо обґрунтовані теоретичні уявлення про механізм і умови його утворення, то, як відзначалось вище, виділення генетичного типу алмазу, який отримав назву "метаморфічний"(чи метаморфогенний коровий), на наш погляд, аргументовано недостаньо [5].

Деякі дослідники до так званого метаморфічного алмазу з неогенових титан-цирконієвих розсипів України відносять перш за все кольорові (фіолетові та ін.) кубічні кристали з волокнистою і блоковою внутрішньою будовою. Інші дослідники, орієнтуючись на казахстанські алмази, значно розширюють коло ознак метаморфічного алмазу з акцентуванням на мікронних розмірах кристалів, їх різноманітній формі — кубічній, октаедричній, сферичній, скелетній, їх характерній червоно-оранжевій, жовтій і зеленій фотолюмінесценції, на домінуванні центра *S*1 і домішок парамагнітного азоту [29]. При цьому, наприклад, чомусь не враховується, що багато алмазних кубів з кімберлітів мають також волокнисту і блокову будову, їм також властивий центр фотолюмінесценції *S*1 і вони багаті парамагнітним азотом [2]. Інші дрібні алмази з неогенових титан-цирконієвих розсипів України (монокристали — октаедри і різні плоскогранно-кривогранні комбінаційні форми з основним значенням октаедра, їх уламки), за винятком рідкісних знахідок зерен карбонадо [11], паралелізуються з алмазами з кімберлітів і лампроїтів, тобто з мантійним алмазом. Однак, через розмитість ознак метаморфічного алмазу, його співвідношення з мантійним алмазом в неогенових титан-цирконієвих розсипах України чітко не визначено. За даними авторів [29], доля метаморфічного алмазу в неогенових титан-цирконієвих розсипах України складає 40–60 %, а доля мантійного (із кімберлітів) алмазу в Самотканько-

му розсипу не перевищує 25, дещо менше їх в Тарасівському і більше в Зеленоярському. Концентрація імпактного алмазу в перерахованих розсипах не перевищує 3 % від усіх алмазів.

На нашу думку, сьогодні немає чіткої відповіді на декілька питань. Сумішшю яких генетичних типів є алмази в неогенових титан-цирконієвих розсипах України, яке їх співвідношення і який магматичний розплав транспортував їх в земну кору? Тобто, якщо майже все зрозуміло з імпактним алмазом, то невідомо куди відносити карбонадо, а біля 97 % мікрокристалів алмазу в цих розсипах не можна повністю ототожнювати з алмазом із добре відомих корінних джерел (кімберлітів, лампроїтів, метаморфічних порід).

Аналіз результатів численних попередніх [5, 12, 17, 20–24, 28–30, 46, 52] і теперішніх досліджень мікрокристалів алмазу з неогенових титан-цирконієвих розсипів України дозволяє виділити їхні такі головні особливості. 1. *Мікронний розмір кристалів алмазу*, притаманний більшості (приблизно 125–220 мк), що зумовлено добре відсортованим гранулометричним складом титан-цирконієвих пісків. Помітних розходжень у розмірах між мікрокристалами алмазу різних морфологічних типів не спостерігається. Разом з тим, середні розміри деяких уламків мікрокристалів алмазу (часто октаедрів) трохи більші, ніж цілих монокристалів. Однак, якщо в багатьох кімберлітових тілах на один кристал алмазу розміром більше 0,5 мм припадає в середньому три кристали алмазу розміром менше 0,5 мм [22], то для мікрокристалів алмазу з титан-цирконієвих пісків України це співвідношення дорівнює не 1 : 3, а наближається до 1 : 100. У грубозернистих відкладах протерозою Волині, карбону Донбасу, балтських і четвертинних відкладах Наддністрянщини відомі знахідки і більш крупних алмазів. Вказані вище співвідношення між знайденими кристалами алмазу > 0,5 : < 0,5 мм тут приблизно такі: Волинь — 1 : 8, Донбас — 1 : 12, Наддністрянщина — 1 : 11. Як відомо [22], у надзвичайно багатих розсипах Якутії (ріки Ебелях, Молодо) мікрокристали алмазу не встановлені, що дозволяє навіть по цьому показнику розглядати територію України як незвичайну алмазоносну провінцію.

2. *Специфічне співвідношення основних габітусних форм мікрокристалів алмазу.* В більшості вивчених алмазвмісних титан-цирконієвих пісків серед монокристалів переважають кубічні форми алмазу. Так, за даними морфогенетичного аналізу більше 2000 мікрокристалів алмазу декількох проб з Самотканського розсипу [29, 30, 46], розподіл габітусних форм такий, %: куби — 42–67, комбінаційні форми — 25–37, додекаедроїди — одиничні кристали й октаедри — 9–23. Причина такого співвідношення габітусних форм не з'ясована. Воно може бути відображенням як розподілу габітусних форм алмазу в корінних джерелах, так і особливостей седиментації алмазу. За даними [46], кількість уламків алмазу в титан-цирконієвих розсипах складає 55–70 % від усіх знайдених алмазів і біля половини з них належить до кубічних кристалів. Проведений нами аналіз ступеня збереження алмазів в залежності від габітусу кристалів на прикладі Зеленоярського розсипу показав, що максимальна кількість алмазного бою приходиться на октаедри (більше 67 %). Серед кубів і кристалів комбінаційної форми з гранями куба алмазного бою набагато менше — 26 і 18,5 % відповідно. Можна припустити, що нагромадження кубів у титан-цирконієвих пісках обумовлено їх дрібними розмірами, дещо більшою стійкістю і транспортабельністю, у той же час як більші, особливо октаедричні кристали, в умовах механічного впливу дробилися. З огляду на тенденцію ряду кімберлітових родовищ алмазу, у яких серед макрокристалів домінують перехідні форми й октаедри, а зі зменшенням розміру кристалів збільшується кількість ромбододекаедрів, тетрагексаедрів і кубів, можна було б припускати, що корінні джерела алмазу з титан-цирконієвих пісків містять не тільки мікрокристали алмазу. Однак, у будь-якому випадку в порівнянні з відомими кімберлітовими і лампроїтовими родовищами алмазу ці породи збагачені кубами.

3. *Підвищений вміст забарвлених (бурих, фіолетових, коричневих, жовтих, сірих, зелених та ін.) мікрокристалів алмазу і висока інтенсивність їхнього забарвлення*, у порівнянні із забарвленим алмазом з кімберлітів. Наприклад, у багатих кімберлітових тілах Якутії (Мир, Удачная, Юбилейная) досить багато бузкових, фіолетових і рожевих кристалів алмазу. Це часто октаедри, пластично деформовані і багаті азотом. Тоді як серед алмазу з титан-цирконієвих пісків це забарвлення спостерігається значно частіше і серед алмазів різного габітусу (з домінуванням серед кубічних кристалів); досить часто ці фіолетові кристали є малоазотними алмазами. За даними [4, 7], смуга поглинання (~ 17750 $см^{-1}$) у спектрах рожевих і

фіолетових зразків алмазу приписана так званим *Nv*-центрам (домішковий атом азоту, що захопив вакансію вуглецю), що виникає після опромінення кристалів нейтронами чи електронами з наступним прожарюванням при температурі більше 900 °С. Інтенсивність цієї смуги в спектрах алмазу з титан-цирконієвих розсипів на кілька порядків вище, ніж в алмазах з кімберлітів [52]. Отже, можливо частина таких кристалів зазнала радіаційного і термічного впливу. За іншою версією, ці кристали могли бути пластично деформовані.

4. *Незвичайні набір і співвідношення домішкових і структурних дефектів* для більшості мікрокристалів алмазу, які не характерні для алмазів з кімберлітів і лампроїтів. Так, наприклад, серед центрів фотолюмінесценції найчастіше трапляються 575, *H*3 і *GR*-1 [29–31], виникнення яких може бути обумовлено радіаційним опроміненням і наступним прожарюванням. У кристалах алмазу з Самотканського розсипу зафіксована невідома в природному алмазі електронно-коливальна система з безфононною лінією 409 нм [38], що спостерігалася раніше в спектрах катодолюмінесценції кристалів алмазу, опромінених нейтронами чи імплантованих азотом, і була зв'язана з агрегованими міжвузловими атомами азоту.

Набір і співвідношення дефектів в алмазі з титан-цирконієвих пісків України, встановлених за допомогою ІЧ-спектроскопії, також досить незвичайні порівняно з алмазом з кімберлітів (див. статтю К. О. Ільченко та ін. у цьому номері журналу). Дещо подібні інфрачервоні спектри записані для африканських і якутських кімберлітових та розсипних алмазів з облямівками [1, 15] і для якутських алмазів 5-го і 7-го різновидів з розсипів Анабарського щита [32].

Отримані нові дані з мінералогії кристалів алмазу з неогенових титан-цирконієвих розсипів УЩ дозволяють зробити висновки про нерівноважні умови їх кристалізації і високі швидкості росту, про їх утворення в силікатному середовищі, збагаченому флюїдами, про еклогітовий парагенезис для більшості з них, про можливий давній вік частини алмазів і про відносно недовге перебування в стабільному верхньомантійному середовищі або про нестійку чи невисоку температуру такого перебування інших алмазів, про їх можливе утворення в районах протерозойських шовних зон УЩ. До ознак еклогітового парагенезизу також потрібно віднести раніше встановлені особливості ізотопії вуглецю в українських алмазах (ізотопний склад вуглецю від –13,7 до –21,6 ‰ δC^{13} [17, 24]), як і їхню домінуючу кубічну форму кристалів.

Що стосується протерозойських білокоровицьких алмазів, то за багатьма показниками, особливо за даними ІЧ-спектроскопії (див. статтю К. О. Ільченко та ін. в цьому номері журналу), вони найбільш подібні до алмазів перидотитового парагенезису.

Загалом, тільки перераховані вище особливості мікрокристалів алмазу з неогенових титан-цирконієвих розсипів України свідчать про їхню специфіку і про ймовірні на УЩ і його схилах ще невідомі за природою транспортери алмазу в земну кору, тобто можливі нові нетрадиційні корінні джерела алмазу, наприклад, певні типи лампрофірів і коматиїтів. Коротко зупинимось на характеристиці цих алмазоносних порід.

Нові геолого-генетичні типи родовищ і рудопроявів алмазу. Алмазоносні вапнисто-лужні лампрофіри (мінети) знайдені канадськими і російськими геологами [18] в 1994–1996 рр. в Канаді (зона Паркер Лейк, північно-західне узбережжя Гудзонової затоки). Форма залягання тіл у вигляді субвертикальних дайок (чотири тіла) в архейських породах, довжина яких від 0,3 до декількох кілометрів при ширині 1–3 м і з роздувами в середніх частинах дайок до 4–5, іноді 8 м. Вік дайок складає близько 1850 млн рр. Повнокристалічні (дрібно- і середньокристалічні) породи всіх дайок подібні за мінеральним складом: мікроклін (55), біотит (35), апатит (10 %), епідот і карбонат; акцесорні мінерали — сфен, циркон, рутил, магнетит, пірит, іноді ільменіт. Зрідка трапляються мінерали-супутники алмазу — олівін, хромдіопсид, піроп, пікроільменіт. Вміст дрібного алмазу (< 0,5 мм), переважно жовто-зеленого і жовто-коричневого кольору, ураганний (загальний вміст — від 7 до 12 кар на тонну породи, в тому числі — до 2–3 кар кристалів алмазу розміром більше 1 мм). За формою серед кристалів переважають додекаедроїди, куби, кубоїди, тетрагексаедроїди, комбінаційні форми, рідше октаедри. За хімічним складом порода належить до лужної ультракалієвої (вміст SiO_2 в породі низький, в межах 40–45 %, тоді як сума лугів складає 9–13, K_2O — близько 10 %). В мінетах дуже мало титану, ніобію і танталу, порівняно мало легких рідкісних земель, торію й урану, багато фосфору, барію, стронцію, рубідію і цирконію. В породах багато овальних ксенолітів метаморфічних і магматичних порід розміром до 10 см, деякі ділянки дайок складені на 50–80 % з них.

Ще одна алмазоносна дайка незвичайного складу і будови відкрита російськими геоло-

гами в 1998 р. на півночі канадської провінції Онтаріо [18]. Порода дайки сильно метаморфізована і складається з біотиту і актиноліту з невеликою кількістю польового шпату і карбонату. Місцями порода дайки збагачена овальними уламками розміром до 50 см, які складені агрегатами дуже великих кристалів зеленого амфіболу (до 10 см). Вміст алмазів складає 0,2 кар на тонну.

Алмазоносні вулканокластичні апокоматиїти встановлені в середині 1990-х рр. в районі Дачин Французької Гвіани [48]. Масив апокоматиїтів розмірами 5 × 0,35 × 1,1 км залягає в протерозойському островодужному поясі віком 2,11 ± 0,09 млрд рр. (належить до зеленокам'яного поясу Ініни, в складі якого переважають вапнисто-лужні андезити, ріоліти, осадові породи). Алмазоносні породи є вулканітами, що внаслідок інтенсивного метаморфізму перетворені в альбіт-карбонат-хлорит-талькові сланці, проте з відносно добре збереженою первинною структурою: в дрібнозернистій основній масі породи часто трапляються овальні, нерідко монолітні, уламки ультраосновних порід розміром від 1–3 до 20 см. За хімічним складом порода близька до коматиїтів, вміст MgO — від 17 до 28 %. Вміст алмазу — від 2 до 4 кар на тонну породи (від 1 до 77 кристалів на 1 кг породи). Переважно це мікрокристали кубо-октаедричної форми, трапляються також кристали розміром більше 1 мм, а маса окремих кристалів досягає 4–5 кар [18]. Ізотопний склад вуглецю алмазів становить від –23 до –27 ‰ δC^{13}, що може бути ознакою їх еклогітового парагенезису. Індикаторні мінерали представлені еклогітовим різновидом гранату — піроп-альмандином, а також субкальцієвим перидотитовим гранатом алмазної асоціації. Хроміт має низькохромистий і високомарганцевистий склад.

Викладені вище дані також дають підстави для постановки ревізійних робіт відносно алмазоносності певних порід коматиїтових і лампрофірових комплексів та інших ультраосновних порід УЩ [44] і продовження детальних досліджень мінералогії алмазу з неогенових титан-цирконієвих розсипів. Також варто надати увагу й алмазоносності протерозойських і фанерозойських метаосадових порід УЩ, джерелами зносу для яких могли бути відповідні мезоархейські чи палеопротерозойські структури.

В зв'язку з цим відзначимо специфіку алмазоносних гвіанських коматиїтів, які, в порівнянні з класичними однойменними породами Африки, Австралії, Канади, Росії (Карелія, Кольський п-ів, Алданський щит), мають характерні особливості, що може бути симптоматичним при оцінці алмазоносності високомагнезіальних вулканітів. 1. На відміну від більшості класичних коматиїтів, що мають переважно архейський або ранньопротерозойський вік (3,2–2,6 млрд рр.), гвіанські апокоматиїти значно молодші.

2. Серед вміщуючих гвіанські апокоматиїти вулканічних порід переважають кальцієволужні андезити та ріоліти, тоді ж як класичні коматиїти асоціюють найчастіше з вулканітами основного складу (коматиїтові базальти). При цьому підпорядковані кількісно вулканіти кислого та середнього складу, як правило, знаходяться у верхніх частинах потужних вулканогенних товщ.

3. Гвіанські апокоматиїти мають піро- або гіалокластичне походження, тобто вони були багаті леткими компонентами, тоді ж як магми класичних коматиїтів вважаються сухими і дуже текучими. На думку дослідників гвіанських апокоматиїтів, ця коматиїтова магма сильно збагатилася водою під час її реагування з обводненою літосферою островодужного комплексу, що стало причиною її швидкого прориву на поверхню з виносом ксеногенних алмазів.

4. На відміну від типових коматиїтів, гвіанські апокоматиїти збагачені такими петрогенними компонентами як титан (два-чотири рази), фосфор (сім-вісім разів). Вміст TiO_2 в них становить 0,7–0,9 %, тоді як в типових коматиїтах найчастіше — 0,2–0,4. Підвищений вміст титану (0,6 % TiO_2) відзначався спорадично в деяких коматиїтах Балтійського щита, зокрема Костомукші. Слід зазначити, що на Костомукші є алмазоносні лампроїти і в них відзначалися рожеві алмази. За високою титаністістю до гвіанських апокоматиїтів подібні так звані багаті титаном (0,64–1,3 % TiO_2) коматиїти північної Норвегії в зеленокам'яному поясі Касарйок [47]. Характерно, що як для норвезьких, так і для гвіанських коматиїтів властиві пірокластичні та туфові фації. Через високий вміст титану гвіанські апокоматиїти на діаграмі MgO—TiO_2 утворюють окреме поле, більша частина якого виходить за межі поля коматиїтових серій і наближується до порід пікрит-толеїтових серій.

5. Порівняно з класичними коматиїтами, гвіанські апокоматиїти збагачені рядом не-

сумісних елементів-домішок (постійно Zr, TR, Y, Sr, частково Nb, Ba, Rb). При цьому суттєве збагачення (до 30 разів в порівнянні з хондритами) характерно для церієвих лантаноїдів.

6. Спорадично в аналізах гвіанських коматиїтів спостерігається високий вміст калію (0,7–3,3 % K_2O), що пояснюється надходженням цього елементу з утворенням флогопіту під впливом пізніших інтрузій габроїдів. Проте можна припускати також і первинність цього мінералу в подібних породах, як це має місце в кімберлітах, лампроїтах та слюдяних пікритах.

Спільним для цих недавно відкритих алмазоносних порід — лампрофірів і коматиїтів є те, що вони розвинуті в межах структур архейського віку (більше 2,5 млрд рр.), мають давній вік (1,85–2,1 млрд рр.), значно метаморфізовані, збагачені уламками порід різного походження, містять рідкісні ксенозерна мантійних мінералів, які належать алмазоносним перидотитовим і еклогітовим парагенезисам, а самі алмази досить часто є мікрокристалами, серед яких багато забарвлених і відчутна роль кубів.

Висновки. Наведені особливості будови і еволюції УЩ, що містить типовий архон — Середньопридніпровський геоблок, а також оточення щита різновіковими рифтогенами, визначають високу перспективність його території та схилів щодо пошуків тут родовищ мантійних алмазів. Головними активізаційними етапами на УЩ (окрім ранньопротерозойських субдукційних та колізійних обстановок, відповідальних за акрецію епіархейських геоблоків), під час яких могли генеруватися алмазопродуктивні породи, були відносно довготривалі періоди розвитку таких регіональних структур: а) пізньопротерозойського попередника Дніпровсько-Донецького авлакогену і пов'язаних з ним структур (лінеамент "В" тощо); б) пізньопротерозойського (вендського) ареалу трапів Волині і Подільського здвигу; в) середньопалеозойських рифтогенів — Прип'ятської та Дніпровсько-Донецької западин і Донецького кряжу. Виходячи з таких позитивних щодо корінної алмазоносності структурно-тектонічних і палеогеодинамічних характеристик та за характером розподілу знахідок кристалів розсипного алмазу, їх можливою генетичною належністю, віком і типом їх транспортерів у земну кору, для різних геоблоків УЩ і його схилів прогнозуються такі першоджерела і парагенетичні асоціації алмазів у них: для Середньопридніпровського геоблоку — різновікові кімберліти з домінуючим архейським перидотитовим парагенезисом алмазів для центральної частини та кімберліти-лампроїти з домінуючим протерозойським еклогітовим парагенезисом для західної присутурної частини геоблоку та самої сутури. Тут також можуть бути алмазоносними певні типи коматиїтів з алмазами перидотитових і еклогітових парагенезисів (район розвитку ультрабазитів зеленокам'яних структур і ультрабазитів Криворізької смуги). Решта геоблоків, а саме Приазовський, Волино-Подільський, Білоцерківсько-Середньобузький, слід вважати перспективними на різновікові продуктивні кімберліти-лампроїти з переважно еклогітовим типом парагенезису протерозойських алмазів, за винятком північно-західної частини Волино-Подільського блоку — протерозойські кімберліти з домінуючим перидотитовим типом парагенезису архейського алмазу. Алмазоносними також можуть бути певні типи лампрофірів (лампроїтів) Кіровоградського і Приазовського геоблоків з еклогітовим типом парагенезису протерозойського алмазу. Найсприятливішими регіонами для пошуків алмазоносних порід є Середньопридніпровський архон (кімберлітовий генетичний тип), південно-західна частина УЩ з потовщеною корою (лампроїтовий генетичний тип), а також прилеглі до Дніпровсько-Донецького авлакогену схили щита, особливо в межах його архонової частини.

Відомі кімберліти Приазов'я і Волині також пов'язані з розвитком Дніпровсько-Донецького авлакогену, але вони розташовуються в корі типових протонів, хоча мінерали-супутники алмазу з кімберлітів Волині мають певні ознаки їх кристалізації в архоновій мантії.

Перевірку викладеної концепції (або її елементів) перспектив алмазоносності УЩ і його схилів можна здійснити шляхом вивчення проміжних колекторів алмазів — теригенних утворень різного віку (від архею і протерозою до кайнозою), а також нетрадиційних типів алмазоносних порід. Наприклад, для оптимальної оцінки алмазоносності архейської мантії Середньопридніпровського і Приазовського геоблоків, в першу чергу, потрібно опробувати теригенні відклади Сорокинського зеленокам'яного поясу і Криворізької смуги та бучацьких відкладів Середнього Придніпров'я. Детальне вивчення останніх допоможе локалізувати район пошуків можливих першоджерел алмазів. Серед нетрадиційних типів потенційно алмазоносних порід заслуговують вивчення коматиїти Середнього Придніпров'я і Приазов'я, лампрофіри Приазовського та Кіровоградського блоків.

1. *Амтауэр Г., Беран А., Бернтройдер М. и др.* Кристаллы алмаза с оболочками из россыпей Заира // Докл. РАН. — 1995. — **340**, № 6. — С. 783–787.
2. *Бартошинский З. В., Бекеша С. Н., Винниченко Т. Г., Побережская И. В.* Алмазные кубоиды и тетрагексаэдроиды из кимберлитов // Материалы науч. конф., посвящ. 90-летию со дня рождения акад. В. С. Соболева. — Львов, 1998. — С. 30–33.
3. *Божко Н. А.* Геотектонические факторы локализации алмазоносных кимберлитов в свете современных данных // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге 21-го века. — Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2003. — С. 360–365.
4. *Вавилов В. С., Гиппиус А. А., Конорова Е. А.* Электронные и оптические процессы в алмазе. — М.: Наука, 1985. — 120 с.
5. *Вальтер А. А., Квасница В. Н., Чашка А. И.* Практическое значение типоморфизма мелких алмазов Украины // Междунар. конф. 3-го чтения памяти им. акад. Е. К. Лазаренка. Акцессорные минералы, генезис, типоморфизм, практическое значение: Тр. каф. общей и мор. геологии. — Одесса, 2000. — Вып. 3, № 2. — С. 27–34.
6. *Верхогляд В. М.* Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. — 1995. — № 21. — С. 34–47.
7. *Вечерин П. П., Журавлев В. В., Кваскov В. Б. и др.* Природные алмазы России. — М.: Полярон, 1997. — 304 с.
8. *Герни Д. Д., Харрис Д. В.* Кратон Калахари: пример того, как правило Клиффорда отражает древнюю природу алмазов // Геология и геофизика. — 1992. — № 10. — С. 44–61.
9. *Глевасский Е. Б.* Геодинамические критерии прогнозно-поисковой оценки алмазоносности Украинского щита и прилегающих территорий // Минерал. журн. — 1995. — **17**, № 2. — С. 3–12.
10. *Глевасский Е. Б.* Высокоамплитудное смещение Криворожской полосы в рифее и его металлогенические следствия // Аспекты минерагении Украины. — Киев, 1998. — С. 117–124.
11. *Еременко Г. К., Кирикилица С. И., Полканов Ю. А., Хренов А. Я.* Карбонадо из неогеновых россыпей Украины // Докл. АН СССР. — 1978. — **230**, № 1. — С. 188–191.
12. *Еременко Г. К., Полканов Ю. А.* Об окраске и люминесценции алмазов различного габитуса (на примере мелких алмазов Украины) // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. — 1969. — Ч. 98, вып. 3. — С. 334–338.
13. *Есипчук К. Е., Шеремет Е. М., Зинченко О. В. и др.* Петрология, геохимия и рудоносность интрузивных гранитоидов Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1990. — 236 с.
14. *Загнитко В. Н., Кривдик С. Г., Легкова Г. В., Бартницкий Е. Н.* Геохронология, петрология и рудоносность щелочных массивов Украинского щита // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. — М.: Наука, 1993. — С. 27–38.
15. *Зедгенизов Д. А., Шацкий В. С., Каги Х., Федорова Е. Н.* Исследование микровключений в алмазах кубического габитуса методами ИК- и КР-спектроскопии // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге 21-го века. — Воронеж. Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2003. — С. 202–206.
16. *Зоненштайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М.* Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2-х кн. — М.: Недра, 1990. — Кн. 1. — 328 с.
17. *Каминский Ф. В., Галимов Э. М., Ивановская И. Н. и др.* Изотопный состав углерода мелких алмазов Украины // Докл. АН СССР. — 1977. — **236**, № 5. — С. 1207–1208.
18. *Каминский Ф. В., Саблуков С. М.* Нетрадиционные месторождения алмазов // Наука в России. — 2002. — № 1. — С. 4–13.
19. *Каталог* химических анализов платформенных дайковых и вулканических пород Украины // Ред. И. Б. Щербаков. — Киев: Наук. думка, 1988. — 154 с.
20. *Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А.* О находках алмазов в титано-циркониевых песках // Докл. АН СССР. — 1964. — **157**, № 5. — С. 1129–1130.
21. *Квасница В. Н.* Мелкие алмазы. — Киев: Наук. думка, 1985. — 215 с.
22. *Квасница В. Н., Зинчук Н. Н., Коптиль В. И.* Типоморфизм микрокристаллов алмаза. — М.: ООО "Недра-Бизнесцентр", 1999. — 224 с.
23. *Квасница В. Н., Таран М. Н., Лангер К.* Перспективы использования мелких алмазов Украины // Минерал. журн. — 1999. — **21**, № 2/3. — С. 3–7.
24. *Кравцов А. И., Кропотова О. И., Бобров В. А.* Новые данные по изотопному составу углерода алмаза мелкозернистых россыпей Русской платформы // Геохимия. — 1980. — № 1. — С. 143–147.
25. *Кривдик С. Г., Ткачук В. И.* Петрология щелочных пород Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1990. — 408 с.
26. *Кривдик С. Г., Цымбал С. Н., Гейко Ю. В.* Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм северо-западной части УЩ // Стан, перспективи та напрямки геологорозвідувальних робіт на алмази в Україні: Матеріали наук.-техн. наради (Київ, 19–22 трав. 2003 р.). — Київ, 2003. — С. 143–146.
27. *Лаврова Л. Д., Печников В. А., Плешаков А. М. и др.* Новый генетический тип алмазных месторождений. — М.: Науч. мир, 1999. — 222 с.
28. *Палкина Е. Ю., Решетняк Н. Е., Езерский В. О.* Спектры комбинационного рассеивания света алмазов из терригенных отложений Украины // Материалы науч. конф., посвящ. 90-летию со дня рождения акад. В. С. Соболева. — Львов, 1998. — С. 35–40.
29. *Палкина Е. Ю., Смирнов Г. И., Чашка А. И.* Алмазы Украины: региональная, возрастная и генетическая приуроченность // Мінеральні ресурси України. — 1999. — № 11. — С. 41–42.
30. *Палкина Е. Ю., Хренов А. Я.* Три главных параметра изучения алмазов при прогнозах и поисках их месторождений // Мінеральні ресурси України. — 1997. — № 1/2. — С. 14–16.
31. *Полканов Ю. А., Еременко Г. К., Сохор М. И.* Импактные алмазы в мелкозернистых россыпях

Украины // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1973. — № 11. — С. 989–990.
32. *Рагозин А. Л.* Минералогия и особенности генезиса округлых алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Автореф. дисс. … канд. геол.-минерал. наук. — Новосибирск, 2002. — 20 с.
33. *Раздорожный В. Ф., Кривдик С. Г., Цымбал С. Н.* Калиевые ультрабазиты Западного Приазовья — интрузивные аналоги лампроитов // Минерал. журн. — 1999. — **21**, № 2/3. — С. 79–96.
34. *Синицын А. В., Ермолаева Л. А.* К вопросу о природе источников алмаза в докембрийских россыпях // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. — 1984. — Ч. 113, вып. 3. — С. 289–299.
35. *Соллогуб В. Б.* Литосфера Украины. — Киев: Наук. думка, 1986. — 184 с.
36. *Сорохтин О. Г., Ушаков С. А.* Глобальная эволюция Земли. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. — 446 с.
37. *Схема* глубинного строения литосферы юго-западной части Восточно-Европейской платформы / Под ред. А. В. Чекунова. — 1 : 1000000. — Киев: Геопрогноз, 1992.
38. *Таращан А. Н., Лупашко Т. Н.* Новые данные о спектрах фотолюминесценции природных алмазов // Минерал. журн. — 1999. — **21**, № 2/3. — С. 39–44.
39. *Трубицын В. П.* Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. — 2000. — № 9. — С. 4–40.
40. *Хаин В. Е., Ломизе М. Г.* Геотектоника с основами геодинамики: Учеб. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. — 480 с.
41. *Цымбал С. Н., Кривдик С. Г., Матеюк В. В., Тараско И. В.* Рифей-вендский платформенный магматизм центральной части Припятского вала // Стан, перспективи та напрямки геологорозвідувальних робіт на алмази в Україні: Матеріали наук.-техн. наради (Київ, 19–22 трав. 2003 р.). — Київ, 2003. — С. 73–81.
42. *Цымбал С. Н., Щербаков И. Б., Кривдик С. Г., Лабузный В. Ф.* Щелочно-ультраосновные породы Городницкой интрузии (Северо-Запад Украинского щита) // Минерал. журн. — 1997. — **19**, № 3. — С. 61–80.
43. *Щербак Н. П., Загнитко В. Н., Артеменко Г. В., Бартницкий Е. Н.* Геохронология крупных геологических событий в Приазовском блоке Украинского щита // Геохимия и рудообразование. — 1995. — № 21. — С. 112–129.
44. *Щербак М. П., Квасница В. М.* Нові перспективи пошуків корінних джерел алмазів на Українському щиті // Минерал. журн. — 2001. — **23**, № 1. — С. 5–10.
45. *Щербаков И. Б.* Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1975. — 279 с.
46. *Юрк Ю. Ю., Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А. и др.* Алмазы песчаных отложений Украины. — Киев: Наук. думка, 1973. — 168 с.
47. *Barnes S. J., Often M.* Ti-rich komatiites from northern Norvey // Contribs Mineral. and Petrol. — 1990. — **105**. — P. 42–54.
48. *Capdevila R., Arndt N., Letendre J., Sauvage J. F.* Diamonds in volcaniclastic komatiite from French Guiana // Nature. — 1999. — **399**, No 3. — P. 456–458.
49. *Glevassky E. B., Glevasska A. M.* The Ukrainian Shield: Precambrian Regional Structure and Paleogeodynamics // Минерал. журн. — 2002. — **24**, № 4. — С. 47–57.
50. *Mposkos Evripidis D., Kostropoulos Dimitris K.* Diamond, former coesite and supersilicic garnet in metasedimentary rocks from the Greek Rhodope: a new ultrahigh-pressure metamorphic province established // Earth and Planet. Sci. Lett. —— 2001. — **192**, No 4. — P. 497–506.
51. *Stockhert B., Duyster J., Trepmann C., Massonue H.* Microdiamond daughter crystals precipitated from supercritical COH + silicate fluids included in garnet, Erzgebirge, Germany // Geology. — 2001. — **29**, No 5. — P. 391–394.
52. *Taran M. M., Kvasnytsya V. M., Valter A. A. et al.* Optical spectroscopy study of diamond microcrystals from placers of Ukraine // Минерал. журн. — 1998. — **20**, № 6. — С. 65–71.

Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України, Київ
Ін-т геохімії навкол. середовища МНС та НАН України, Київ

Надійшла 23.09.2003

РЕЗЮМЕ. Принимая во внимание правило Клиффорда и на основании анализа условий образования литосферы Украинского щита и особенностей его структуры, а также характеристики его глубинного магматизма и распределения находок алмазов, сделана прогнозная региональная оценка коренной алмазоносности разных геоблоков щита. Определены также вероятные генетические типы алмазов и их транспортеры в земную кору. К наиболее перспективным территориям открытия возможных месторождений мантийного алмаза относятся Среднеприднепровский геоблок, юго-западная часть Украинского щита с утолщенной корой и прилегающие к Днепровско-Донецкому авлакогену склоны щита, особенно в пределах его архоновой части.

SUMMARY. Regional estimation of the maternal diamond content of different shield geoblocks has been made allowing for the Clifford rule and basing on the analysis of the Ukrainian Shield lithosphere formation conditions and its structure peculiarities as well as characteristics of its deep magmatism and distribution of diamond finds. Probable genetic types of diamonds and their transporters to the Earth crust have been determined. The Middle-Peri-Dnieper geoblock, north-western part of the Ukrainian Shield with thickened crust and the Shield slopes ajiacent to the Dnieper-Donets aulacogen especially within their Archonic part are referred to the most promising territories as to the discovering the mantle diamond deposits.

МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ
MINERALOGICAL JOURNAL
(UKRAINE)

УДК 550.347.642:553.81.041(477)

С. Н. Цымбал, Ю. С. Цымбал

Состав верхней мантии и перспективы алмазоносности северо-западной части Украинского щита

Приведены результаты изучения химического состава, элементов-примесей и оптико-спектроскопических свойств магнезиальных и магнезиально-железистых гранатов и некоторых других верхнемантийных минералов из ореолов рассеяния в терригенных отложениях северо-западной части Украинского щита. Среди магнезиальных гранатов (пиропов) идентифицированы разновидности парагенезисов оливиновых вебстеритов, зернистых лерцолитов (с низким, умеренным и повышенным содержанием клинопироксена), порфировидных лерцолитов, верлитов, гарцбургитов и дунитов. Количественно резко преобладают низко- и умереннохромистые пиропы из деплетированных зернистых лерцолитов. По Ni-термометру и Cr-барометру оценены термодинамические условия образования пиропов в верхней мантии. Показано, что в ореолах рассеяния вместе с алмазом встречаются пиропы и хромдиопсиды, пребывавшие в равновесии в широком интервале температуры (от 700 до 1350 °С) и давления (от 20 до 50 кбар). При геотерме 40 мВт/м^2 это соответствует глубине от 60 до 170 км. Пиропы вебстеритового и лерцолитового парагенезисов образовались в графит-пироповой фации глубинности, а дунит-гарцбургитового — в графит- и алмаз-пироповой фациях. Наиболее высокобарические ($P \sim$ 50 кбар) и высокотемпературные ($T \sim$ 1350 °С) пиропы парагенезиса порфировидных лерцолитов находились в равновесии, видимо, в астеносферной недеплетированной мантии. Mg-Fe гранаты из ореолов рассеяния принадлежат к эклогитовому типу. По составу и оптико-спектроскопическим свойствам среди них выделены разновидности, характерные для магнезиальных, магнезиально-железистых и, предположительно, дистеновых эклогитов графит- и алмаз-пироповой фаций глубинности. Исходя из типоморфных особенностей состава и *PT*-условий равновесия пиропов и хромдиопсидов перидотитовых парагенезисов и магнезиально-железистых гранатов эклогитовых парагенезисов, реконструирован разрез верхней мантии под северо-западной частью Украинского щита. Толщина литосферы здесь не менее 160 км, а собственно верхней мантии — свыше 120 км. Прикоровая часть мантии мощностью до 20 км сложена в основном эклогитами. Ниже залегают пироксениты (преимущественно оливиновые вебстериты), а затем зернистые лерцолиты общей мощностью до 90 км. В нижней части верхней мантии преобладают гарцбургиты и дуниты мощностью более 10 км и предполагается наличие эклогитов. Развитие в верхней мантии дунитов, гарцбургитов и эклогитов алмаз-пироповой фации глубинности предопределяет перспективы коренной алмазоносности района, связанной с кимберлитами.

Введение. Основными коренными источниками алмазов, как известно, являются кимберлиты и лампроиты. Однако прямой генетической связи с ними алмазы не имеют. Они попали в исходную для этих пород магму в результате частично плавления и дезинтеграции других алмазоносных пород верхней мантии. Кимберлиты и лампроиты лишь выносят к земной поверхности обломки мантийных пород, их породообразующих и акцессорных минералов, в том числе и алмаз. Поэтому алмазоносность кимберлитов и лампроитов зависит, с одной стороны, от наличия в верхней мантии более древних, чем они сами, алмазоносных пород, а с другой — от уровня расположения очагов кимберлитовых и лампроитовых расплавов относительно этих алмазоносных пород. Помимо кимберлитов и лампроитов транспортером алмазов могут быть магматические расплавы другого состава, образовавшиеся в "слое" алмазоносных пород верхней мантии или ниже его.

Изучение ксенолитов мантийных пород из кимберлитов и лампроитов разных регионов мира, проведенное многочисленными исследователями, показало, что алмазоносными среди них наиболее часто являются дуниты, гарцбургиты и разные по составу эклогиты алмаз-пироповой фации глубинности. Кроме того, имеются редкие находки ксенолитов алмазоносных лерцолитов и пироксенитов. Алмазы перечисленных парагенезисов установлены в кимберлитах и лампроитах в виде самостоятельных кристаллов и их обломков. По морфологии, физическим свойствам и составу минералов-включений

© С. Н. Цымбал, Ю. С. Цымбал, 2003

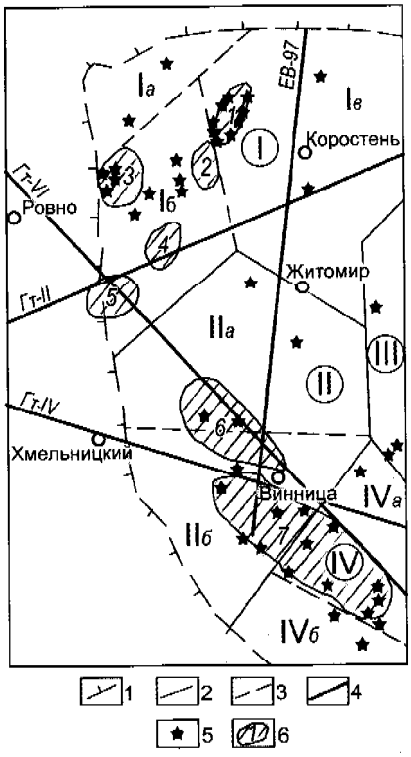


Рис. 1. Схема блокового строения северо-западной части Украинского щита и расположения ореолов рассеяния минералов верхнемантийных парагенезисов: *1* — граница Украинского щита; *2* — геоблоки и их границы (*I* — Волынский, *II* — Подольский, *III* — Росинский, *IV* — Бугский); *3* — блоки второго порядка и их границы (*Ia* — Осницкий, *Iб* — Новоград-Волынский, *Iв* — Коростенский, *IIa* — Бердичевский, *IIб* — Винницкий, *IVa* — Гайсинский, *IVб* — Гайворонский); *4* — профили ГСЗ (геотраверсы II, IV, VI, геотрансект Евробридж-97); *5* — места находок алмаза; *6* — участки с повышенным содержанием минералов-спутников алмаза в разновозрастных терригенных отложениях (*1* — Белокоровичский, *2* — Зубковичский, *3* — Мочулянский, *4* — Дубровский, 5 — Шепетовский, 6 — Хмельникский, 7 — Строинцы-Немировский)

они идентичны или близки таковым из алмазоносных ксенолитов. В зависимости от материнских пород выделяются алмазы перидотитового и эклогитового типов. Соотношение их в разных кимберлитовых телах варьирует в широких пределах и в целом отражает соотношение в них ксенолитов перидотитов и эклогитов.

Из сказанного видно, насколько большое значение для оценки перспектив алмазоносности Украины имеют данные о составе верхней мантии и *PT*-условиях образования слагающих ее пород в пределах геологических структур, благоприятных для проявления кимберлитового и лампроитового магматизма. Одной из таких структур является Украинский щит (УЩ). В его юго-восточной (Приазовский геоблок) и центральной (Кировоградский геоблок) частях уже известны тела потенциально алмазоносных кимберлитов и лампроитов. Обломки эруптивных кимберлитов найдены также на трех участках центральной части Припятского вала, расположенного на западном склоне УЩ. Перспективы алмазоносности еще не вскрытых здесь кимберлитовых трубок оцениваются очень высоко. К числу перспективных на выявление алмазоносных кимберлитов и, возможно, лампроитов принадлежит и северо-западная часть УЩ, где в осадочном чехле сравнительно часто встречаются их индикаторные минералы — алмаз, пироп, хромшпинелиды, пикроильменит, хромдиопсид, омфацит и др. Эти минералы образуют разные по контрастности и размерам ореолы рассеяния и имеют местные коренные источники питания.

Украинский щит в северо-западной части разбит на многочисленные блоки разного порядка. Наиболее крупные из них — Волынский, Подольский, Росинский и Бугский (рис. 1). Эти геоблоки отделены один от другого зонами глубинных разломов первого порядка. В свою очередь геоблоки рассечены мантийно-коровыми разломами на блоки второго и более высоких порядков. Блоками второго порядка являются: на Волынском геоблоке — Коростенский, Новоград-Волынский и Осницкий, на Подольском геоблоке — Бердичевский и Винницкий, на Бугском геоблоке — Гайсинский и Гайворонский. Геоблоки существенно различаются по геологическому строению, возрасту стабилизации и тектоно-магматической активизации, а также перспективам коренной алмазоносности. Росинский, Бугский и Подольский (южная половина) геоблоки имеют архейский возраст, Волынский и северная половина Подольского геоблока — раннепротерозойский. В пределах раннепротерозойских блоков с разной интенсивностью проявилась тектоно-магматическая активизация возрастом 2,4–2,3; 2,08–1,95; 1,80–1,74 и, предположительно, 1,40–1,20 млрд лет [22].

В северо-западной части УЩ пройдены профили глубинного сейсмического зондирования II, IV, VI и Евробридж-97, благодаря чему получены данные о строении и составе земной коры и, частично, верхней мантии [4, 7, 8, 14, 24]. Эти и другие геофизические исследования показали, что земная кора в пределах блоков неоднородна по составу и

имеет разную мощность. Для Коростенского блока мощность ее составляет 35–42 км, Новоград-Волынского — 37–52, Бердичевского — 43–48, Винницкого — 48–54, Гайсинского — 45–60 км. Наибольшая мощность земной коры отмечена на западе Новоград-Волынского, юго-западе — Бердичевского, севере — Винницкого и юге — Гайсинского блоков в пределах линейной зоны толстой коры, впервые выделенной В. Б. Соллогубом [14] и рассматриваемой им как "корни" раннепротерозойских гор.

Скорость распространения отраженных волн на границе земная кора — верхняя мантия во всех блоках изменяется скачкообразно от 6,9–7,2 до 7,7–8,5 км/с, что обусловлено, видимо, сменой базальтового слоя на эклогитовый. Аномально высокий градиент скорости на разделе Мохо в пределах Подольского геоблока в работе [4] рассматривается как свидетельство сильной деплетированности прикоровой мантии. С этим вряд ли можно согласиться. Как будет показано ниже, разрез верхней мантии под северо-западной частью УЩ венчают эклогиты, а они ни по минеральному, ни по химическому составу не соответствуют деплетированным породам. На всей изученной территории отсутствует слой коромантийной смеси. Он фиксируется только под Припятской впадиной.

Международным геотрансектом Евробридж-97 в зоне сочленения Припятского грабена с северо-западной частью УЩ от поверхности Мохо на глубину до 75 км прослежена хорошо выраженная сейсмическая граница со скоростью 8,5 км/с, круто падающая в южном направлении. Некоторые исследователи считают ее фрагментом зоны коллизии Фенноскандийской и Сарматской литосферных плит [23, 24] или кровлей мантии Фенноскандийской плиты, пододвинутой под мантию Сарматской плиты, имеющей граничную скорость 7,7–8,3 км/с [4].

Северо-западная часть УЩ в значительной мере попадает в так называемую Волынскую область литосферы, устойчивую в геодинамическом отношении до глубины 200–300 км. Современный тепловой поток здесь составляет 30–40 мВт/м^2, а изотерма 600 °С располагается на глубине от 40 до 60 км [7, 8].

Использованные материалы и методы. Как отмечалось выше, в терригенных отложениях северо-западной части УЩ широко распространены такие характерные для кимберлитов минералы глубинных парагенезисов как алмаз, пироп, хромшпинелиды, пикроильменит, а в пределах Волынского геоблока, кроме того, хромдиопсид и омфацит. Наиболее древними отложениями, в которых установлены эти минералы, являются конгломераты и песчаники белокоровичской свиты нижнего рифея, развитые в одноименной грабен-синклинальной структуре. Ореолы рассеяния пиропов и других индикаторных минералов кимберлитов известны в юрских, меловых, палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложениях в пределах Коростенского, Новоград-Волынского, Бердичевского, Винницкого и Гайсинского блоков. Из этих ореолов рассеяния с разной степенью детальности изучены глубинные минералы перидотитового и эклогитового парагенезисов. Особое внимание при этом было уделено пиропу, поскольку его состав наиболее заметно меняется в зависимости от температуры и давления [3, 9]. Пироп считается весьма чувствительным индикатором условий равновесия и поэтому чаще других минералов-спутников алмаза используется для реконструкции состава и *PT*-условий верхней мантии.

Принадлежность пиропов к тому или иному типу глубинных парагенезисов устанавливалась нами исходя из особенностей их химического состава и положения на диаграмме CaO — Cr_2O_3, предложенной Н. В. Соболевым [13], и на диаграмме цветности, разработанной С. С. Мацюком и др. [11]. Термальные условия, в которых они находились в верхней мантии до попадания в кимберлитовый расплав, оценивались с помощью Ni-термометра В. Гриффина и К. Райана [27, 28]. Определение давления, при котором пироп находился в равновесии с другими минералами в породах верхней мантии, проводилось с учетом экспериментальных данных о растворимости кнорринговитового компонента в пиропе при изменении температуры и давления [3, 9]. По составу изученных пиропов с помощью уравнений, приведенных в работе [29], рассчитан модельный химический состав их материнских пород — перидотитов. Для реконструкции *PT*-условий верхней мантии были использованы также данные о химическом составе хромдиопсида, хромшпинелидов и других минералов глубинных парагенезисов, в частности пироксеновый геотермометр Ф. Бойда [25] и геобарометр Дж. Мерсье [30].

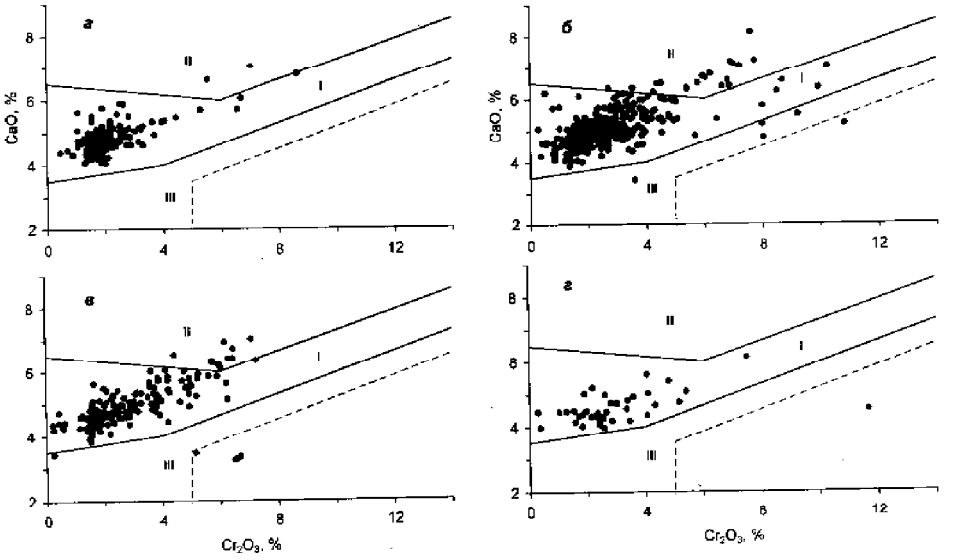


Рис. 2. Диаграммы CaO — Cr_2O_3 для пиропов перидотитовых парагенезисов из ореолов рассеяния в четвертичных отложениях центральной части Волынского геоблока. *Участок*: *а* — Белокоровичский, *б* — Зубковичский, *в* — Мочулянский, *г* — Дубровский. *Поля состава пиропов парагенезисов*, по [13] (здесь и на рис. 3): *I* — лерцолитового, *II* — верлитового, *III* — дунит-гарцбургитового. Прерывистой линией оконтурено поле состава пиропов алмазной ассоциации

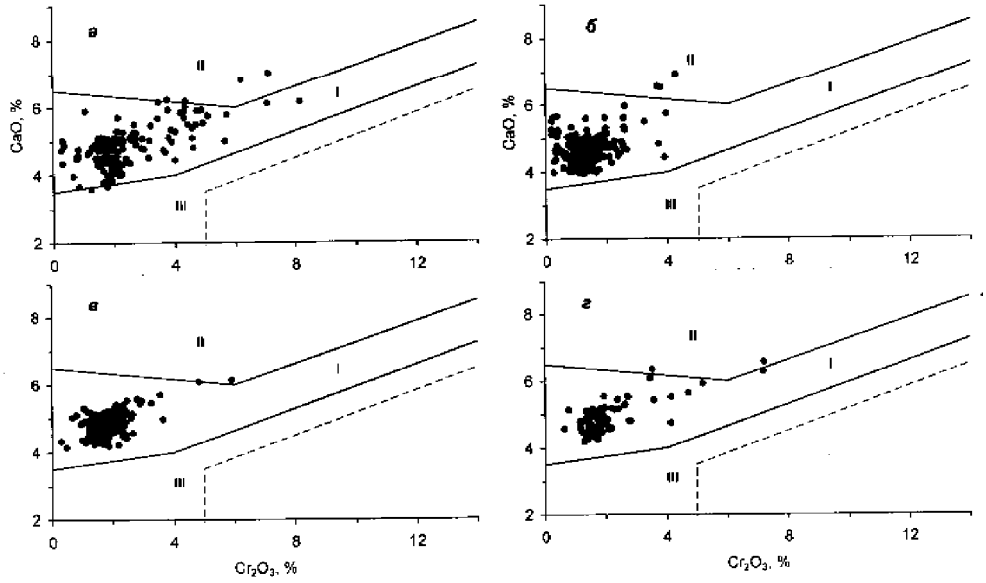


Рис. 3. Диаграммы CaO — Cr_2O_3 для пиропов перидотитовых парагенезисов из ореолов рассеяния центральных частей Волынского и Подольского геоблоков. *Участок*: *а* — Шепетовский, среднесарматские и четвертичные отложения; *б–в* — Хмельникский (*б* — отложения бучакской свиты, *в* — среднесарматские отложения); *г* — Строинцы-Немировский, отложения балтской свиты)

Особенности состава и условия образования минералов верхнемантийных парагенезисов. Поскольку в северо-западной части УЩ пока не обнаружены кимберлиты и лампроиты, для реконструкции состава верхней мантии были использованы глубинные индикаторные минералы из развитых в этом районе ореолов рассеяния. Как известно, ксенолиты верхнемантийных перидотитов и эклогитов, содержащиеся в различных количествах в кимберлитах и лампроитах разных регионов мира, достаточно всесторонне изучены. Для каждой петрографической их разновидности установлены типоморфные особенности химического состава и физических свойств породообразующих минералов. По этим типоморфным признакам можно идентифицировать пироп, пикроильменит, хромшпинелиды, хромдиопсид и омфацит из глубинных пород и ореолов рассеяния и, таким

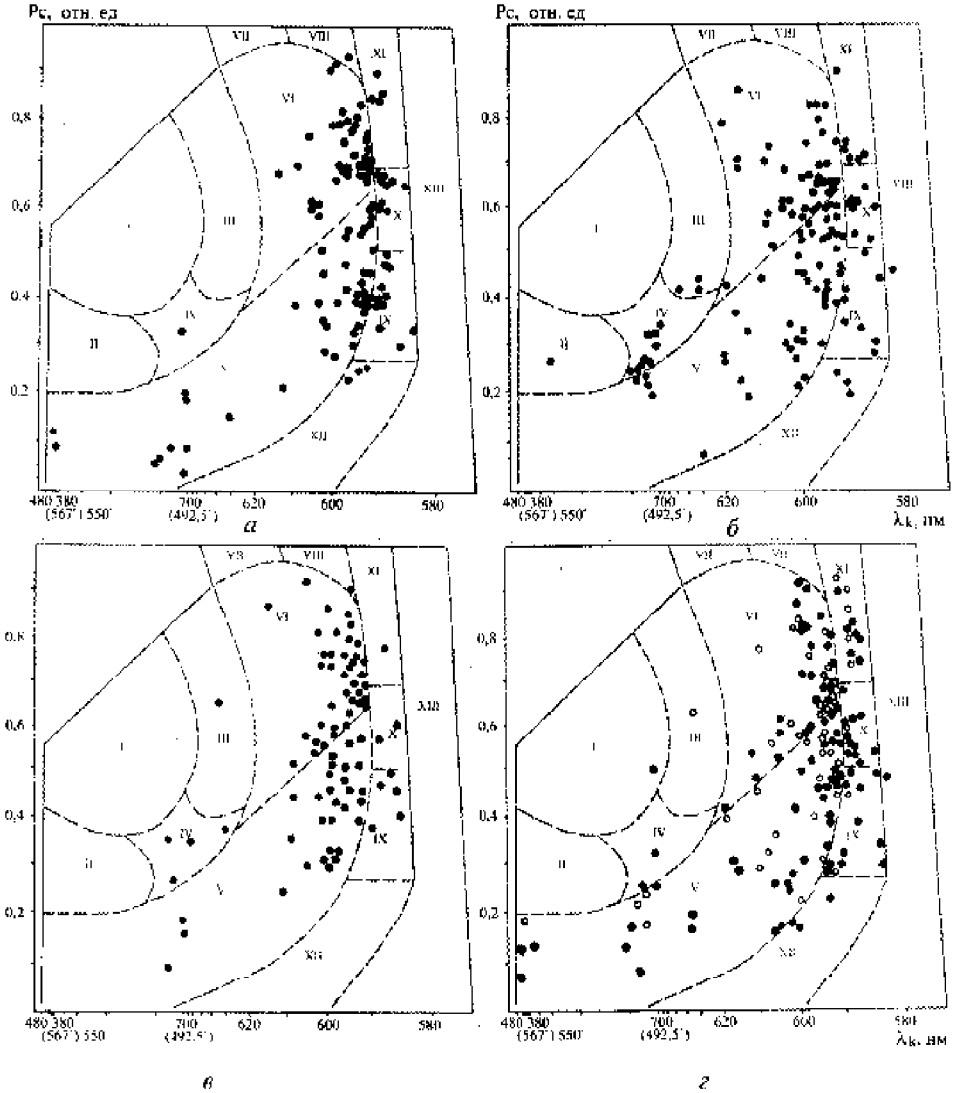


Рис. 4. Колориметрические диаграммы верхнемантийных гранатов перидотитовых и эклогитовых парагенезисов из ореолов рассеяния Волынского геоблока УЩ. *Поля состава гранатов глубинных парагенезисов*, по [11] (здесь и на рис. 5): *I* — дунитов, *II* — гарцбургитов, *III* — верлитов, *IV* — хромшпинель-пироповых перидотитов, *V* — зернистых лерцолитов, *VI* — порфировидных лерцолитов, *VII* — желваков пиропов, *VIII* — ильменитовых перидотитов, *IX* — вебстеритов, *X* — магнезиальных эклогитов, *XI* — магнезиально-железистых эклогитов, *XII* — корундовых эклогитов, *XIII* — дистеновых эклогитов. *Поисковая площадь*: *а* — Овручско-Белокоровичская (участки Белокоровичский, Припятский и др.), *б* — Новоград-Волынская (участки Мочулянский, Дубровский и др.), *в* — Емильчинская (участки Зубковичский, Глумчанский и др.), *г* — Шепетовская (полые кружки — среднесарматские отложения, залитые — четвертичные отложения)

образом, судить о составе верхней мантии в районах реального или предполагаемого развития кимберлитов и лампроитов.

На рис. 1 показано расположение находок алмаза и основных ореолов рассеяния пиропов, хромшпинелидов, хромдиопсида и других его минералов-спутников в терригенных отложениях осадочного чехла на Волынском и Подольском геоблоках УЩ. Ниже кратко охарактеризованы особенности состава и *PT*-условия образования этих минералов.

Волынский геоблок. На территории этого геоблока находки алмазов и ореолы рассеяния его минералов-спутников сосредоточены в восточной половине Новоград-Волынского блока (участки Зубковичский, Мочулянский, Дубровский, Шепетовский и др.) и на северо-западе Коростенского блока (участки Белокоровичский, Припятский, Меж-

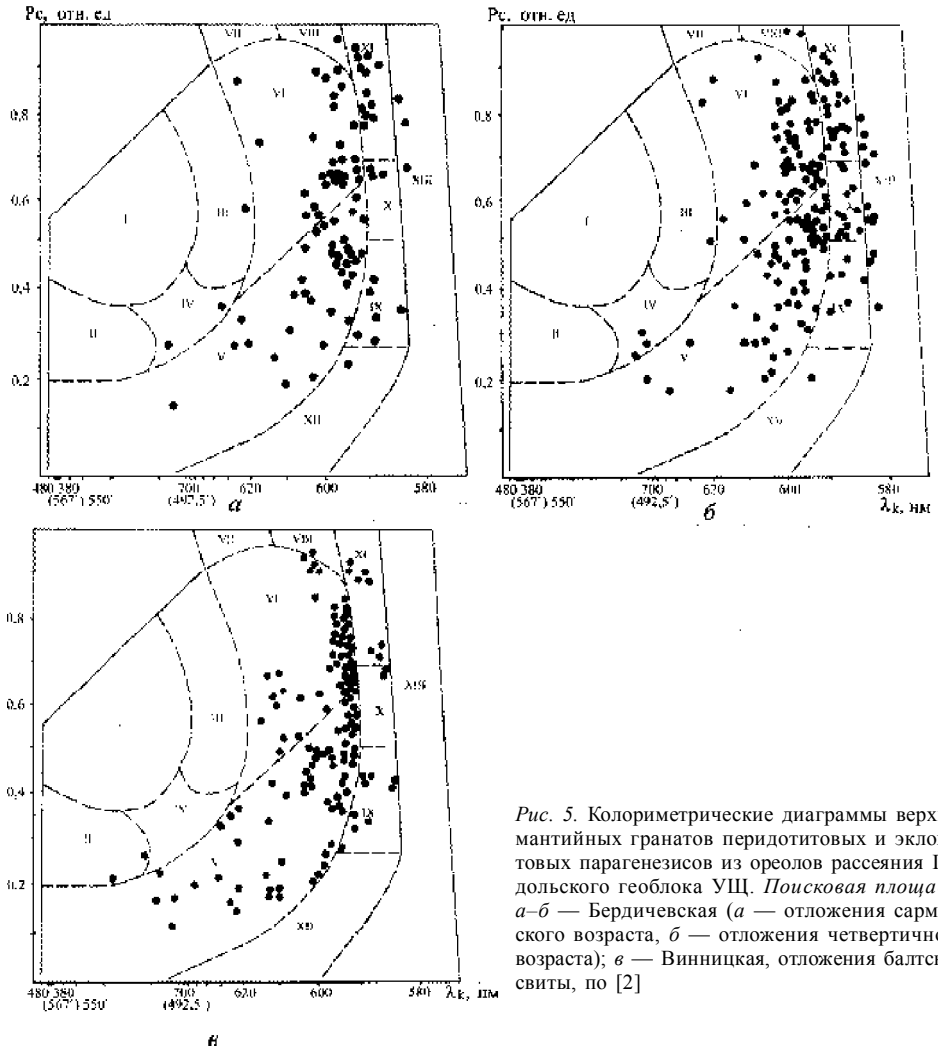


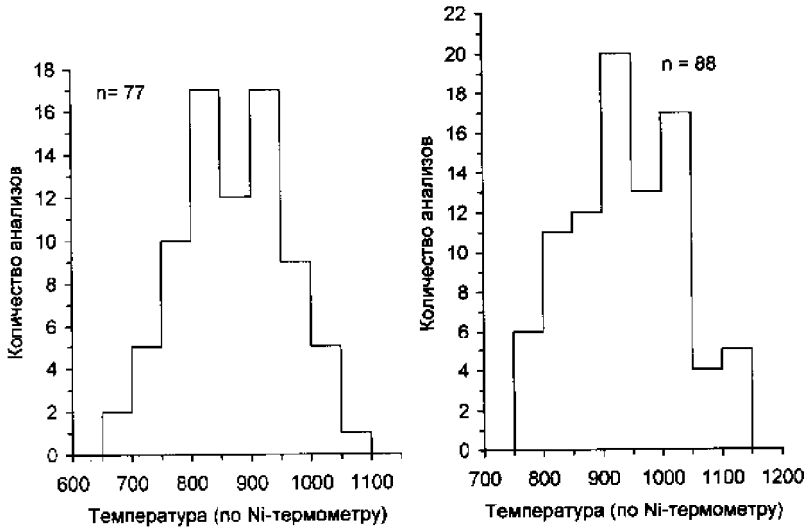
Рис. 5. Колориметрические диаграммы верхнемантийных гранатов перидотитовых и эклогитовых парагенезисов из ореолов рассеяния Подольского геоблока УЩ. *Поисковая площадь*: *а–б* — Бердичевская (*а* — отложения сарматского возраста, *б* — отложения четвертичного возраста); *в* — Винницкая, отложения балтской свиты, по [2]

дуреченский и др.).

Алмазы в наибольшем количестве установлены в песчаниках и конгломератах белокоровичской свиты (нижний рифей). Отдельные находки их известны также в отложениях полесской серии (средний — верхний рифей), полтавской серии (верхний олигоцен — нижний миоцен), сарматского яруса (нижний миоцен) и четвертичной системы. Они представлены преимущественно кристаллами октаэдрического габитуса. Изредка встречаются ромбододекаэдры и очень редко кубы. Размер октаэдров и ромбододекаэдров достигает иногда 3–4 мм, а кубов не превышает 0,5. Кристаллы, как правило, бесцветные, иногда имеют желтоватый оттенок и зеленоватые пятна пигментации. В ультрафиолетовых лучах люминесцируют голубоватым цветом. Большинство их принадлежит к алмазам типа *Ia*, есть также единичные алмазы типа *IIa*. По типоморфным признакам они сходны с алмазами из кимберлитов и ксенолитов мантийных перидотитов и эклогитов [5, 12]. Соотношение алмазов эклогитового и перидотитового типов составляет 1 : 3.

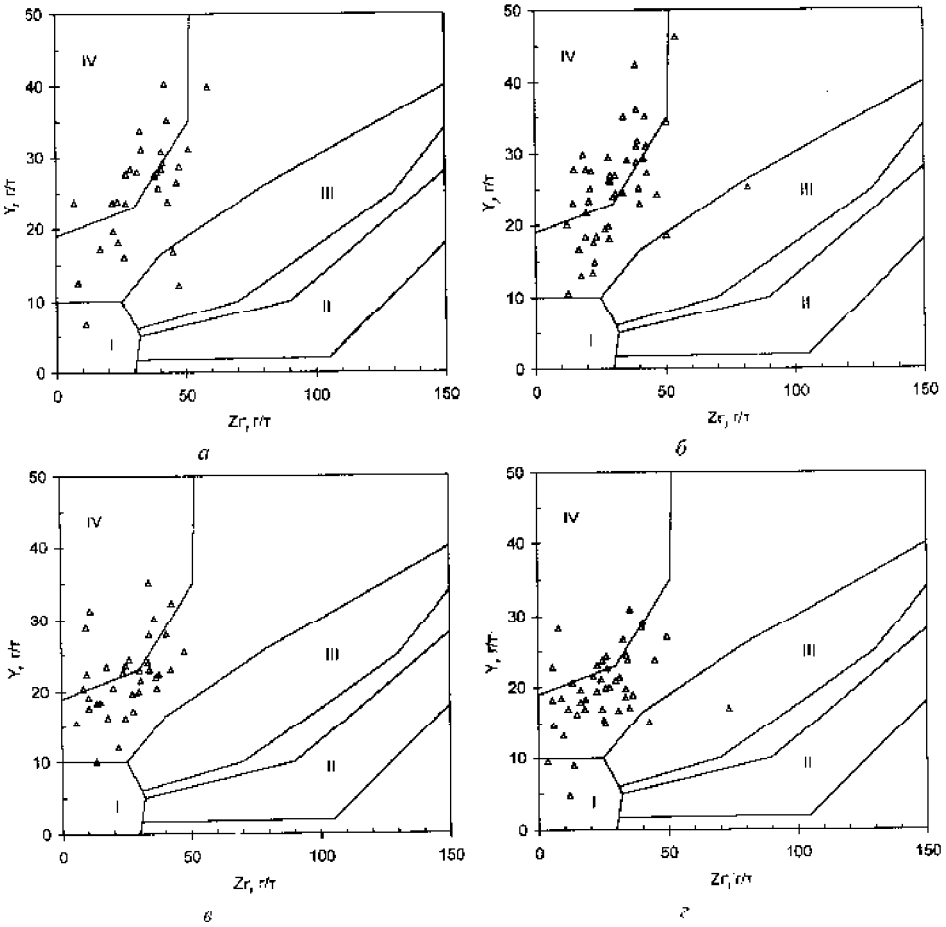
Пиропы широко распространены в осадочных породах района. Начиная с белокоровичской свиты нижнего рифея, слабоконтрастные ореолы их рассеяния есть в терригенных отложениях всех стратиграфических горизонтов. Наиболее высокие значения концентрации пиропов отмечены на Белокоровичском, Зубковичском, Мочулянском и Шепетовском участках. Размер большинства зерен менее 0,5 мм, изредка — до 1,2. Степень сохранности их значительно варьирует, но преобладают в разной степени изношенные.

Изучение пиропов из перечисленных ореолов рассеяния показало, что они близки



а *б*

Рис. 6. Гистограммы температуры равновесия пиропов перидотитового (лерцолитового) парагенезиса из ореолов рассеяния Волынского (*а*) и Подольского (*б*) геоблоков УЩ



а *б* *в* *г*

Рис. 7. Диаграммы Y — Zr для пиропов перидотитового (лерцолитового) парагенезиса из ореолов рассеяния Волынского и Подольского геоблоков УЩ. *Участок*: *а* — Белокоровичский, *б* — Шепетовский, *в* — Строинцы-Немировский, *г* — Верхнебугский. *Поля состава пиропов*, по [28]: *I* — из сильно деплетированных перидотитов, *II* — из метасоматизированных (флогопитизированных) перидотитов, *III* — из перидотитов, испытавших высокотемпературный метасоматоз и плавление

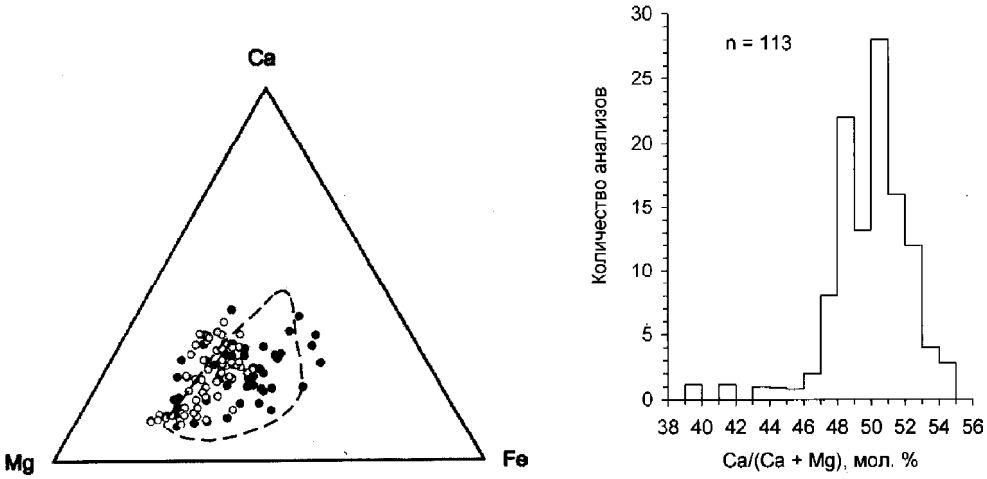


Рис. 8. Диаграммы Ca — Mg — Fe для гранатов эклогитовых парагенезисов из ореолов рассеяния Волынского и Подольского геоблоков УЩ (залитые и полые кружочки соответственно). Прерывистой линией оконтурено поле состава Mg-Fe гранатов эклогитового парагенезиса, ассоциирующих с алмазами, по [13, 31]

Рис. 9. Гистограмма отношения Ca/(Ca+Mg) в хромсодержащих диопсидах перидотитового парагенезиса из ореолов рассеяния Волынского геоблока УЩ

между собой по химическому составу, набору и содержанию элементов-примесей (в т. ч. РЗЭ), колориметрическим параметрам и *PT*-условиям образования (рис. 2–5). Среди них идентифицированы разновидности дунитового, гарцбургитового, верлитового, лерцолитового и вебстеритового парагенезисов.

Пиропы дунитового и гарцбургитового парагенезисов встречаются редко. Первые представлены умереннохромистыми (Cr_2O_3 — 5,0–7,0 %) субкальциевыми (CaO — 3,0–3,5) разновидностями, а вторые — высокохромистыми (Cr_2O_3 — 8,0–11,7) разновидностями с повышенным содержанием CaO (4,0–7,0 %). Кнорринговый компонент в них составляет 15–30 мол. %. С учетом экспериментальных данных [3, 9], это позволяет считать, что они образовались при давлении от 35 до 50 кбар, т. е. в условиях графит- и алмаз-пироповой фаций глубинности.

Пиропы верлитового парагенезиса отмечаются в ореолах рассеяния несколько чаще, чем дунитового и гарцбургитового. Для них характерно умеренное содержание Cr_2O_3 (4,0–7,5 %) и повышенное CaO (6,0–8,0). Как следствие, они значительно обогащены уваровитовым компонентом.

Пиропы лерцолитового парагенезиса резко преобладают над пиропами других типов. Наиболее распространены их разновидности, свойственные зернистым лерцолитам с умеренным и повышенным содержанием клинопироксена. В таких лерцолитах пироп ассоциирует обычно с хромшпинелидами умеренной или повышенной глиноземистости и железистости. Кроме того, в ореолах рассеяния установлены пиропы из зернистых лерцолитов с низким содержанием клинопироксена и порфировидных лерцолитов. Пиропы лерцолитового парагенезиса в основном низко- и среднехромистые и, как правило, умереннокальциевые. Содержание Cr_2O_3 в них обычно менее 5 %, а кнорринговитового компонента — не более 10 мол. %. Большая часть их образовалась в условиях графит-пироповой фации глубинности при давлении 20–30 кбар. Содержание Ni в пиропах лерцолитового типа колеблется от 10 до 58 г/т. По [27, 28], это свидетельствует о том, что они находились в равновесии в широком температурном диапазоне — от 700 до 1100 °C (рис. 6, *а*). На гистограмме температуры равновесия пиропов нет "разрывов". На этом основании можно предполагать, что они кристаллизовались в условиях постепенного снижения температуры (остывания) верхней мантии. Низкотемпературные пиропы ($T < 950$ °C) представлены, как правило, малохромистыми разновидностями из области стабильности графита при любой возможной геотерме. Что же касается более высокотемпературных ($T = 950$–1100 °C) и более высокохромистых пиропов, то среди них есть разновидности графит- и

алмаз-пироповой фаций глубинности. Находки в ореолах рассеяния на Волынском геоблоке пиропов из температурного "алмазного окна" совместно с алмазами и хромитами алмазной ассоциации дунит-гарцбургитового типа подтверждают это.

Изученные пиропы лерцолитового парагенезиса попадают на диаграмме Zr — Y преимущественно в поле деплетированных пиропов (рис. 7, *а*, *б*). Они не имеют явно выраженных признаков глубинного метасоматоза. Элементы-индикаторы этого процесса (Ti, Zr, Y, Ga и др.) установлены в них в небольшом количестве. Для пиропов характерно низкое содержание и однотипное распределение РЗЭ. При этом тяжелые лантаноиды резко преобладают над легкими. Лишь изредка встречаются пиропы с повышенной концентрацией TiO_2 (до 0,7 %), Zr (до 82 г/т), Sc (до 114–164 г/т), Sr (до 13,5 г/т), РЗЭ (до 55 г/т). В них легкие лантаноиды преобладают над тяжелыми. Такие геохимические особенности указывают на то, что они претерпели глубинный метасоматоз.

Пиропы вебстеритового парагенезиса развиты в ореолах рассеяния на Волынском геоблоке сравнительно широко. По составу они близки к пиропам из зернистых лерцолитов, обогащенных клинопироксеном. Для них характерно низкое содержание Cr_2O_3 и обычное для лерцолитовых пиропов содержание CaO. Большинство их принадлежит к низкотемпературным и низкобарическим образованиям графит-пироповой фации глубинности.

Mg-Fe гранаты альмандин-пиропового и гроссуляр-альмандин-пиропового состава встречаются в ореолах рассеяния постоянно, но в небольшом количестве. С ними часто ассоциирует омфацит и изредка хромсодержащий дистен. По типохимическим особенностям (рис. 8) и оптико-спектроскопическим свойствам (рис. 4) среди них выделены разновидности, свойственные верхнемантийным магнезиальным, магнезиально-железистым и дистеновым (предположительно) эклогитам. Для оранжевых и оранжево-желтых гранатов этих парагенезисов характерно повышенное содержание Fe_2O_3, TiO_2 и Na_2O, а также наличие хромофорных центров Fe_{VIII}^{2+} — Ti_{VI}^{4+}. Такие особенности их свидетельствуют о высокобарических условиях образования и рассматриваются [11, 13, 31] как индикаторные признаки гранатов из алмазоносных магнезиально-железистых и дистеновых эклогитов алмаз-пироповой фации глубинности.

Хромдиопсид является одним из важнейших индикаторных минералов кимберлитов. Обладая малой устойчивостью в условиях гипергенеза и транспортировки в водной среде, он образует ореолы рассеяния лишь вблизи кимберлитовых тел. На территории Волынского геоблока этот минерал встречается наиболее часто и в наибольшем количестве в современном и террасовом аллювии на Зубковичском и Мочулянском участках [21].

Хромдиопсид обычно представлен кальциевой разновидностью. Содержание Cr_2O_3 в нем достигает 2,0–2,5 %, но в большинстве случаев не превышает 0,5. Железистость его колеблется от 6,0 до 20,0 % и составляет преимущественно 8,0–14,0. Отношение Ca/(Ca + +Mg) в нем изменяется от 43 до 55, что по [25], соответствует температуре равновесия от 700 до 1100 °C (рис. 9). Образование хромдиопсида происходило на разных глубинах при давлении от 10–15 до 35–40 кбар. Низкое содержание в большинстве хромдиопсидов Y (2,2–7,3 г/т), Zr (5–30), Sr (18–90) и РЗЭ (14–34 г/т) указывает на то, что в кимберлит они попали в основном из неметасоматизированных перидотитов верхней мантии. Отмечаются лишь единичные зерна хромдиопсида с более высоким содержанием Y (13–28 г/т), Zr (40–51) и РЗЭ (38–40). Среди РЗЭ легкие лантаноиды заметно преобладают над тяжелыми. Приведенные и другие данные о составе и *PT*-условиях образования хромдиопсидов из ореолов рассеяния Волынского геоблока позволяют заключить, что их материнскими породами были мало- и среднеглубинные породы верхней мантии — пироповые и хромшпинель-пироповые лерцолиты и вебстериты.

Вместе с хромдиопсидом в ореолах рассеяния на этом геоблоке редко встречается эндиопсид [21]. Для него характерно преобладание MgO над CaO и, как следствие, высокое содержание энстатитового компонента и низкое (31–34) отношение Ca/(Ca + Mg). Температура образования эндиопсида — свыше 1300 °C, давление — более 50 кбар. Подобные по составу и *PT*-условиям кристаллизации субкальциевые диопсиды известны в ксенолитах порфировидных катаклазированных перидотитов из кимберлитов Якутской и других провинций мира.

Находки в ореолах рассеяния на Волынском геоблоке субкальциевых диопсидов в ассоциации с алмазом, пиропом парагенезиса порфировидных лерцолитов и другими мантийными минералами свидетельствуют о том, что в центральной части этого блока имеются кимберлиты или иные глубинные породы, исходные магматические расплавы для которых генерировались вблизи границы литосферной и астеносферной мантии.

Омфацит наиболее часто встречается в ореолах рассеяния на Зубковичском и Мочулянском участках в пределах Новоград-Волынского блока. Он достаточно полно охарактеризован в работе [20] и поэтому отметим лишь некоторые особенности его состава: высокое содержание Na_2O (4,5–7,7 %), Al_2O_3 (8,0–14,0) и жадеитового компонента (50–70 мол. %); повышенная железистость (15–30 %); наличие примеси Cr_2O_3 (иногда до 1,8) и включений высокохромистых хромитов, обогащенных ZnO (до 6,5). Алюминий находится в нем преимущественно в шестерной координации. Особенности химического состава омфацита указывают на образование его материнских пород при высоких *PT*-параметрах. Такими породами были верхнемантийные эклогиты, ксенолиты которых вынесены к дневной поверхности, скорее всего, кимберлитами.

Подольский геоблок. Находки алмазов и ореолы пиропов, хромшпинелидов и других верхнемантийных минералов известны преимущественно в центральной части геоблока [1, 2, 5, 16–18]. Большинство находок алмазов приходится на континентальные отложения полтавской и балтской свит и аллювий современных рек. Ореолы пиропов и хромшпинелидов приурочены к бучакским, балтским, среднесарматским и четвертичным отложениям. В ассоциации с этими глубинными минералами встречаются альмандин, монацит, циркон и иные минералы местных гранитоидов бердичевского комплекса нижнего протерозоя. Областями питания для ореолов алмаза и его минералов-спутников были Бердичевский и, частично, Винницкий блоки.

Алмазы установлены в наибольшем количестве в Зеленоярской и Тарасовской титан-циркониевых россыпях неогенового возраста (полтавская серия). Кроме того, они найдены в отложениях балтской свиты на Строинцы-Немировском участке и в четвертичных отложениях на этом и Хмельникском участках. Размер алмазов редко превышает 0,5 мм. Преобладают кристаллы кубического габитуса. В подчиненном количестве отмечаются октаэдры и очень редко ромбододекаэдры. Алмазы в основном бесцветные или со слабым желтоватым и розоватым оттенком. Широко развиты также желтые, розовые, фиолетовые, зеленоватые, красноватые и коричневатые кристаллы. Более 50 % кристаллов люминесцируют оранжевым цветом. Особенности морфологии, окраски, изотопии углерода и люминесцентных свойств алмазов указывают на их кимберлитовый источник и принадлежность к перидотитовому и эклогитовому типам [5, 18]. Соотношение алмазов этих двух типов составляет примерно 1 : 1. В Зеленоярской и Тарасовской россыпях есть также импактные лонсдейлитсодержащие алмазы и своеобразные алмазы "днестровского" типа, представленные зелеными тетрагексаэдроидными кристаллами с оттянутыми вершинами. Последние установлены и в балтских отложениях. Приведенные и другие данные позволяют заключить, что основным источником алмазов для осадочных пород центральной части Подольского геоблока были кимберлиты, обогащенные ксенолитами разных по составу верхнемантийных эклогитов, в том числе алмазоносных.

Пиропы широко распространены в терригенных отложениях района. Наиболее древние ореолы их установлены на Хмельникском участке в аллювиальных отложениях бучакской свиты, сохранившихся от размыва в погребенной палеогеновой долине, которая в значительной мере наследует Хмельникскую зону разломов. Пиропы представлены мелкими (преимущественно < 0,5 мм) обломками и осколками зерен почти без признаков механического износа. На них иногда видны отчетливые скульптуры гипергенного растворения. Эти их особенности свидетельствуют о недалеком переносе от коренных источников, на которых развиты коры химического выветривания. Ореолы пиропов выявлены в мелководно-морских песчаных отложениях среднесарматского возраста, распространенных почти повсеместно к юго-западу от линии Винница—Хмельник. По морфологии зерен и другим особенностям пиропы не отличаются от таковых из бучакских отложений. Пиропоносными являются также отложения дельтовой фации балтской свиты, занимающие значительную площадь в юго-западной части Винницкого блока (Строинцы-Немировский участок и др.) [1, 17]. Они сформировались за счет продуктов

размыва сарматских отложений и кор выветривания докембрийских пород Бердичевского и частично Винницкого блоков. Размер пиропов обычно составляет меньше 1 мм, но иногда достигает 2–3. В четвертичных отложениях пиропы чаще всего и в наибольшем количестве встречаются в русловом и террасовом аллювии.

Среди пиропов преобладают разновидности, характерные для зернистых лерцолитов с повышенным и умеренным содержанием клинопироксена и вебстеритов. Очень редко отмечены пиропы из парагенезисов гарцбургитов, верлитов, зернистых лерцолитов с низким содержанием клинопироксена и порфировидных лерцолитов (рис. 5).

Пиропы лерцолитового парагенезиса преимущественно низко- и среднехромистые (Cr_2O_3 < 5,0 %) (рис. 3, *б–г*). Высокохромистые (Cr_2O_3 — 5,0–7,5 %) разновидности их встречаются очень редко. Кнорринговый компонент в них не превышает 10 мол. %, т. е. они образовались при давлении меньше 30 кбар.

Примесь Ni в низко- и среднехромистых пиропах колеблется от 18 до 61 г/т. Исходя из этих данных температура равновесия их составляет от 750 до 1150 °С (рис. 6, *б*), т. е. такая же, как и пиропов из ореолов рассеяния на Волынском геоблоке. Пиропы с равновесной температурой 750–900 °С попадают на диаграммах Y — Zr и Ti — Zr в поле деплетированных пиропов, а с температурой 900–1150 °С — в поле метасоматизированных (рис. 7, *в*, *г*). Содержание РЗЭ в пиропах лерцолитового парагенезиса варьирует от 5–10 до 20–30 г/т и лишь в единичных случаях достигает 83. По характеру распределения РЗЭ пиропы из ореолов рассеяния Подольского и Волынского геоблоков близки между собой.

Пиропы вебстеритового парагенезиса наиболее характерны для ореолов рассеяния, установленных в бучакских, сарматских и четвертичных отложениях юго-западной части Бердичевского блока (Хмельникский и Верхнебугский участки). В несколько меньшем количестве они встречаются в отложениях балтской свиты на Винницком блоке (Строинцы-Немировский участок). Эти пиропы низкохромистые (Cr_2O_3 < 1,5 %), умереннокальциевые (CaO — 4,0–6,0 %) и с несколько повышенной железистостью. Кнорринговый компонент в них отсутствует. Пиропы этого парагенезиса образовались в условиях графит-пироповой фации глубинности при низких *PT*-параметрах.

Mg-Fe гранаты широко распространены в осадочных породах на Бердичевском и Винницком блоках. Наиболее высокая концентрация их установлена в бучакских и сарматских отложениях на Хмельникском участке и в балтских отложениях на Строинцы-Немировском участке. По размерам и морфологии зерен они не отличаются от пиропов лерцолитового и вебстеритового парагенезисов и имеют общие с ними коренные источники — кимберлитовые тела. По химическому составу (рис. 8) и колориметрическим параметрам (рис. 5) они близки или идентичны гранатам из ксенолитов магнезиальных, магнезиально-железистых и, предположительно, дистеновых эклогитов верхнемантийного типа, а также из эклогитоподобных пород нижнекорового типа. Соотношение гранатов этих парагенезисов в ореолах рассеяния значительно варьирует, но преобладают оранжевые и желтовато-оранжевые гранаты из магнезиально-железистых эклогитов, имеющие гроссуляр-альмандин-пироповый состав. В их окраске значительную роль играют центры Fe_{VIII}^{2+} — Ti_{VI}^{4+}. Часто эти гранаты имеют повышенное содержание TiO_2 (до 0,6 %), Na_2O (0,05–0,11) и Fe_2O_3. По этим особенностям они подобны гранатам из ксенолитов алмазоносных магнезиально-железистых эклогитов в кимберлитах. Гранаты парагенезиса эклогитоподобных пород отличаются от таковых из верхнемантийных эклогитов более высоким содержанием андрадитового компонента и наличием включений плагиоклаза. Поскольку плагиоклаз неустойчив при давлении более 15 кбар, есть основание полагать, что эклогитоподобные породы сформировались на глубине менее 40 км и, видимо, уже в нижних горизонтах земной коры.

Сопоставление полученных нами данных показывает, что пиропы перидотитовых парагенезисов и магнезиально-железистые гранаты эклогитовых парагенезисов из разных по возрасту и генезису ореолов их рассеяния из Волынского геоблока близки или идентичны по составу, парагенетической принадлежности и *PT*-услови-

ям образования таковым из ореолов рассеяния на Подольском геоблоке. Это дает основание считать, что верхняя мантия под этими геоблоками сложена породами одного и того же состава. А поскольку в ореолах рассеяния на обоих геоблоках пиропы перидотитового парагенезиса количественно резко преобладают над гранатами эклогитового парагенезиса, то можно утверждать, что в разрезе верхней мантии под этими геоблоками доминируют перидотиты, а среди них — лерцолиты.

Состав верхней мантии. Обобщение приведенного выше аналитического материала по минералам глубинного парагенезиса из ореолов их рассеяния в осадочных породах северо-западной части УЩ позволило значительно дополнить и уточнить наши представления о составе и *PT*-условиях образования пород верхней мантии в этом районе, тезисно изложенные в работах [15, 19].

По имеющимся данным, мощность литосферы здесь составляет не менее 160 км. Она определена по методике [28], исходя из содержания Y в пиропах и температуры равновесия последних, установленных по Ni-термометру.

Мощность земной коры в пределах изученных частей Волынского и Подольского геоблоков составляет 37–52 и 43–54 км соответственно. Увеличение ее происходит за счет наращивания базальтового, в меньшей мере, диоритового слоев. Наиболее толстая кора (до 50–60 км) прослеживается в виде линейно вытянутой зоны северо-западного простирания, пересекающей как Подольский, так и Волынский геоблоки. Поверхность верхней мантии в этой зоне ступенчато погружается с северо-востока на юго-запад с амплитудой до 5–7 км (геотрансект Евробридж-97). Мощность собственно верхней мантии под этими геоблоками примерно одинакова — свыше 120 км [19]. Среди слагающих ее пород удается уверенно выделять эклогиты, пироксениты, лерцолиты, верлиты, гарцбургиты, дуниты и порфировидные лерцолиты. К сожалению, из-за недостатка данных мы не всегда могли определить глубину залегания названых пород. Особенно это относится к эклогитам, оценка *PT*-параметров образования которых по составу найденных в ореолах рассеяния их типоморфных минералов затруднена.

В дальнейших построениях мы исходим из того, что изученные пиропы, хромшпинелиды, хромдиопсиды и другие минералы глубинных парагенезисов из ореолов рассеяния находились в материнских породах в термодинамическом равновесии. Поэтому полученные по ним *PT*-параметры равновесия отражают распределение температуры и давления в вертикальном разрезе верхней мантии на момент образования кимберлитов.

Минимальная температура равновесия пиропов с $Cr_2O_3 > 1{,}5$ % и хромдиопсидов из ореолов рассеяния северо-западной части УЩ составляет 700–750 °С. Исходя из пироповой геотермы 40 мВт/м^2 для перидотитовых ксенолитов в кимберлитах, образование таких низкотемпературных пиропов происходило на глубине около 80 км при давлении порядка 20–25 кбар. При той же геотерме лерцолиты и пироксениты с низкохромистым ($Cr_2O_3 < 1{,}5$ %) пиропом могут быть развиты в верхней мантии на глубине от 80 до 60 км. Выше в разрезе верхней мантии будут преобладать эклогиты магнезиального и магнезиально-железистого типов. Вблизи границы Мохо их сменяют эклогитоподобные породы с плагиоклазом, который неустойчив при давлении более 15 кбар. Таким образом, прикоровую часть верхней мантии слагают в основном эклогиты. Мощность их может достигать 20 км. Следует подчеркнуть, что сейсмическими исследованиями по профилям IV и VI в верхней мантии под Новоград-Волынским и Винницким блоками выявлена нерасслоенная толща пород мощностью 20 и 25 км соответственно [8]. Возможно, это и есть эклогитовый слой.

Выше мы уже отмечали, что в пределах Волынского и Подольского геоблоков в ореолах рассеяния установлены пиропы перидотитовых парагенезисов, образовавшиеся при температуре от 700 до 1150 °С и давлении от 17–20 до 45–50 кбар, что соответствует глубине от 60 до 160 км. В верхней (низкотемпературной) части этого интервала преобладают хромшпинель-пироповые разновидности оливиновых вебстеритов и лерцолитов с повышенным содержанием низкохромистого диопсида, в средней (среднетемпературной) части — хромшпинель-пироповые разновидности оливиновых вебстеритов и лерцолитов с повышенным содержанием низкохромисто-

го диопсида, в средней (среднетемпературной) части — хромшпинель-пироповые и пироповые лерцолиты с умеренным содержанием хромдиопсида, в нижней (наиболее высокотемпературной) части — пироповые лерцолиты с низким содержанием хромдиопсида, пиропсодержащие дуниты и гарцбургиты. О наличии дунитов и гарцбургитов в основании литосферной мантии под северо-западной частью УЩ свидетельствуют находки в терригенных отложениях на Новоград-Волынском блоке алмазов перидотитового типа, пиропов с высоким содержанием кнорringита (иногда до 30 мол. %) и магнезиохромитов алмазной ассоциации.

Сравнительно широкое распространение в изученных ореолах рассеяния магнезиально-железистых гранатов и алмазов эклогитового типа (близких по типоморфным признакам к таковым из ксенолитов алмазоносных эклогитов в кимберлитах Якутской, Южноафриканской и других провинций) является важным доказательством того, что под северо-западной частью УЩ эклогиты развиты не только в кровле верхней мантии, но и в ее наиболее глубинной части (в области устойчивости алмаза).

Залегание астеносферной мантии в этом районе предполагается на глубине свыше 170 км. В пользу этого свидетельствуют находки в ореолах рассеяния на Новоград-Волынском блоке пиропов парагенезиса порфировидных перидотитов и субкальциевого диопсида, *PT*-параметры равновесия которых составляют более 50 кбар и свыше 1300 °С. Аналогичный разрез верхней мантии описан для района трубки Мир в Якутии [6].

В табл. 1 приведены электронно-зондовые анализы пиропов разных парагенезисов из ореолов рассеяния северо-западной части УЩ, а в табл. 2 — рассчитанный по ним модельный состав их материнских пород. Расчет выполнен с использованием уравнений, предложенных В. Гриффином с соавторами [29]. Из табл. 2 видно, что химический состав пород верхней мантии заметно изменяется снизу вверх по разрезу. В направлении от гарцбургитов до пироксенитов уменьшается содержание MgO (от 48 до 33 %) и увеличивается количество SiO_2 (от 45 до 49), Al_2O_3 (от 0,1 до 5,1), CaO (от 0,08 до 3,10), FeO (от 6,0 до 8,5), Cr_2O_3 (от 0,1 до 0,9), Na_2O (от 0,01 до 0,36), TiO_2 (от

Таблица 1. **Химический состав основных разновидностей пиропов перидотитового парагенезиса из ореолов рассеяния северо-западной части УЩ, %**

Номер анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	*Сумма*
1	42,20	0,22	23,25	0,47	9,43	0,30	20,65	4,16	100,72
2	41,46	0,29	22,30	0,67	12,65	0,27	17,61	5,04	100,29
3	41,87	0,08	23,04	0,97	10,24	0,45	19,83	4,38	100,89
4	41,30	0,06	23,56	1,22	10,50	0,41	18,54	4,17	99,82
5	42,47	0,20	22,62	1,56	7,82	0,29	20,10	5,17	100,39
6	42,24	0,70	21,33	1,81	9,16	0,37	20,65	4,54	100,84
7	42,11	0,53	21,67	1,83	8,96	0,20	19,94	4,52	99,82
8	42,17	0,27	21,64	2,10	8,75	0,30	19,13	4,57	98,95
9	40,95	0,35	22,42	2,32	7,85	0,40	20,27	4,69	99,25
10	42,09	0,16	21,71	2,70	6,84	0,30	20,30	5,55	99,66
11	40,16	0,25	21,85	3,03	7,18	0,41	22,26	4,71	99,91
12	41,88	0,17	21,13	3,31	7,25	0,29	21,20	5,22	100,45
13	40,77	0,25	21,08	3,71	8,41	0,35	19,04	5,38	99,03
14	42,06	0,53	21,13	4,01	8,44	0,42	18,96	4,44	99,99
15	41,90	0,46	20,15	4,48	6,68	0,15	21,00	5,30	100,19
16	41,68	0,05	20,02	4,83	8,01	0,25	19,49	6,09	100,46
17	42,09	0,01	20,64	5,08	7,29	0,10	19,02	5,76	99,99
18	42,79	0,08	19,57	5,73	7,13	0,00	18,89	5,78	99,97
19	41,63	0,21	18,95	5,92	8,37	0,30	19,09	6,15	100,64
20	41,75	0,00	20,50	6,21	6,08	0,36	21,85	3,08	99,83
21	41,86	0,00	19,60	6,59	6,34	0,46	20,81	4,11	99,77
22	41,43	0,04	19,51	7,05	7,25	0,39	17,96	7,05	100,68
23	40,34	0,33	19,02	8,03	7,45	0,16	19,73	4,79	99,85
24	40,99	0,04	18,15	8,50	6,76	0,21	18,89	6,23	99,77
25	40,95	0,09	18,86	9,22	7,93	0,24	18,27	5,51	101,07
26	40,35	0,00	17,00	10,25	7,66	0,17	18,42	7,05	100,90
27	39,52	0,00	17,70	10,83	7,10	0,18	20,52	5,21	101,06
28	38,75	0,29	16,33	11,70	6,62	0,67	21,64	4,50	100,60

Примечание. Все железо в виде FeO.

0,01 до 0,21 %). Другими словами, снизу вверх по разрезу верхней мантии породы становятся все менее истощенными так называемыми "базальтовыми" компонентами. Показателем степени истощения перидотитов является, как известно, содержание в них CaO и Al_2O_3. По данным [29], в сильноистощенных перидотитах Al_2O_3 менее 1 %, в среднеистощенных — около 2, в слабоистощенных — более 3.

Наиболее истощенными являются пиропсодержащие гарцбургиты: CaO и Al_2O_3 в них составляют 0,08–0,11 и 0,14–0,18 % соответственно. Для них характерно также очень низкое содержание TiO_2, Na_2O и Cr_2O_3. Модельный химический состав пиропсодержащих гарцбургитов из верхней мантии Волынского геоблока близок к среднему химическому составу ксенолитов пироповых гарцбургитов из кимберлитовых трубок Удачная (Якутия), Финч (Южная Африка) и Ляонин (Китай), приведенному в [29].

Пироповые лерцолиты под Волынским и Подольским геоблоками УЩ представлены слабо- и среднеистощенными разновидностями (Al_2O_3 — 2,0–3,7 %). При этом пироповые лерцолиты нижней части верхней мантии истощены значительно сильнее, чем пироповые лерцолиты средней и особенно верхней ее частей. Наименее истощены "базальтовыми" компонентами пироксениты и эклогиты.

Таким образом, верхняя мантия под северо-западной частью УЩ достаточно хорошо дифференцирована и в разной степени деплетирована по вертикали. Низкое содержание в большинстве пиропов Y, Zr, Ti, Ga и РЗЭ свидетельствует о том, что их материнские породы (пиропсодержащие перидотиты) были не метасоматизированы или очень слабо метасоматизированы. Признаки метасоматоза отмечаются чаще всего в наиболее глубинных и наиболее высокотемпературных их разновидностях.

Заключение. Анализ данных, которыми располагают авторы, позволяет сделать следующие общие выводы. 1. В северо-западной части УЩ литосфера имеет мощность не менее 160 км. При этом мощность земной коры изменяется от 35–52 км в пределах Волынского геоблока до 43–54 км в пределах Подольского геоблока. Верхняя мантия под названными геоблоками по мощности примерно одинакова (более 120 км).

2. Близость состава и *PT*-условий образования пиропов и других минералов глу-

Таблица 2. **Модельный химический состав перидотитов верхней мантии северо-западной части УЩ, %**

Номер анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
1	48,99	0,21	5,15	0,94	8,48	0,15	32,84	3,09	0,36
2	48,77	0,19	4,83	0,89	8,32	0,14	33,80	2,90	0,34
3	48,48	0,18	4,39	0,82	8,09	0,14	35,14	2,63	0,31
4	48,26	0,16	4,05	0,77	7,92	0,14	36,16	2,43	0,28
5	47,98	0,15	3,63	0,70	7,71	0,13	37,42	2,18	0,25
6	47,79	0,13	3,35	0,66	7,57	0,13	38,26	2,01	0,23
7	47,78	0,13	3,33	0,65	7,56	0,13	38,32	2,00	0,23
8	47,59	0,12	3,05	0,61	7,42	0,13	39,16	1,83	0,21
9	47,46	0,11	2,84	0,57	7,32	0,13	39,78	1,70	0,20
10	47,24	0,10	2,51	0,52	7,16	0,12	40,76	1,51	0,18
11	47,07	0,09	2,26	0,48	7,03	0,12	41,52	1,36	0,16
12	46,94	0,08	2,06	0,45	6,93	0,12	42,11	1,24	0,14
13	46,78	0,07	1,81	0,41	6,81	0,12	42,86	1,09	0,13
14	46,67	0,07	1,65	0,38	6,72	0,12	43,36	0,99	0,12
15	46,51	0,06	1,42	0,35	6,61	0,11	44,05	0,85	0,10
16	46,41	0,05	1,26	0,32	6,53	0,11	44,51	0,76	0,09
17	46,35	0,05	1,17	0,31	6,48	0,11	44,80	0,70	0,08
18	46,20	0,04	0,95	0,27	6,37	0,11	45,46	0,57	0,07
19	46,17	0,04	0,89	0,26	6,34	0,11	45,63	0,53	0,06
20	46,11	0,03	0,81	0,25	6,31	0,11	45,87	0,49	0,06
21	46,05	0,03	0,72	0,23	6,26	0,11	46,15	0,43	0,05
22	45,99	0,02	0,62	0,22	6,21	0,11	46,45	0,37	0,04
23	45,88	0,02	0,45	0,19	6,13	0,11	46,95	0,27	0,03
24	45,83	0,02	0,39	0,18	6,09	0,11	47,14	0,23	0,03
25	45,78	0,01	0,31	0,17	6,05	0,10	47,38	0,18	0,02
26	45,72	0,01	0,22	0,16	6,01	0,10	47,64	0,13	0,02
27	45,70	0,01	0,18	0,15	5,99	0,10	47,75	0,11	0,01
28	45,67	0,01	0,14	0,14	5,97	0,10	47,89	0,08	0,01

бинных парагенезисов из ореолов рассеяния Волынского и Подольского геоблоков, а также сходство модельного химического состава их вероятных материнских пород указывают на то, что верхняя мантия под этими геоблоками сложена одними и теми же петрографическими разновидностями перидотитов и эклогитов. Волынский геоблок и северная половина Подольского геоблока являются, видимо, крупными фрагментами некогда единого литосферного мегаблока, консолидация которого произошла в раннем протерозое. О раннепротерозойском возрасте этого мегаблока свидетельствуют отсутствие в его пределах супракрустальных пород возрастом древнее 2,5 млрд лет [22], а также редкая встречаемость в ореолах рассеяния высокохромистых низкокальциевых пиропов дунит-гарцбургитового типа, характерных для районов с архейским возрастом мантии. На заимствованной из работы [26] диаграмме Y/Ga — Zr/Y пиропы из ореолов рассеяния попадают в поле пиропов верхнемантийных перидотитов из протерозойских и, частично, постпротерозойских кратонов. Более уверенно о времени образования верхней мантии под северо-западной частью УЩ можно будет судить после определения возраста пиропов и других мантийных минералов изотопными методами.

3. Под центральными частями Волынского и Подольского геоблоков УЩ верхнюю мантию сверху вниз по разрезу слагают преимущественно такие породы: эклогиты (до 20 км мощностью), пироксениты (до 10), зернистые лерцолиты (80–90), гарцбургиты и дуниты (более 10 км). Эклогиты, пироксениты и лерцолиты из верхней и средней частей разреза образовались в условиях графит-пироповой фации глубинности. Дуниты, гарцбургиты и близкие к ним по составу зернистые лерцолиты с низким содержанием хромдиопсида, залегающие в нижней части верхней мантии, относятся к графит- и алмаз-пироповой фациям глубинности. Кроме этого, в нижней части верхней мантии предполагается наличие эклогитов алмаз-пироповой фации. Такие особенности состава верхней мантии предопределяют благоприятные перспективы коренной алмазоносности этой территории, связанной, прежде всего, с кимберлитами. Наиболее важными в поисковом отношении являются восточная половина Новоград-Волынского и южная часть Бердичевского блоков. К сожалению, критерии локального прогнозирования кимберлитовых тел еще слабо разработаны, что значительно снижает эффективность проводимых здесь поисковых работ.

4. Предложенная модель строения и состава верхней мантии под северо-западной частью УЩ является во многом эскизной. По мере накопления новых данных по минералам и ксенолитам глубинных пород она будет совершенствоваться и уточняться. Однако основные ее положения вряд ли существенно изменятся. Сделанная нами оценка *PT*-условий образования верхнемантийных пород перидотитового состава этой территории полностью соответствует параметрам формирования зернистых перидотитов (P = 15–60 кбар, T = 680–1120 °С) из кимберлитов трубки Удачная — Восточная, полученным Е. В. Малыгиной [10] в результате детального изучения более 400 ксенолитов. По данным [6], большинство гранатов из ксенолитов перидотитов и пироксенитов трубки Мир пребывало в равновесии в верхней мантии при $P \sim$ 20–40 кбар и $T \sim$ 700–900 °С, а гранатов из порфировидных лерцолитов — при $P \sim$ 50–65 кбар и $T \sim$ 1200–1350 °С.

Авторы весьма признательны проф. В. Л. Гриффину (Университет Макуори, г. Сидней, Австралия) и проф. Б. С. Панову (Донецкий гос. техн. ун-т, Украина) за содействие в выполнении протонно-зондовых анализов.

1. *Бобриевич А. П., Дружинин Л. Н., Смирнов Г. И.* Алмазоносность терригенных образований балтской свиты Украины. — Киев: Наук. думка, 1973. — 171 с.
2. *Вуйко В. И., Вишневский А. А., Цымбал С. Н., Чеботарев В. А.* Оптико-спектроскопические и колориметрические параметры пиропов и пироп-альмандинов из осадочных пород среднего Побужья // Минерал. журн. — 1983. — **5**, № 3. — С. 42–49.
3. *Дорошев А. М., Брай Г. П., Гирнис А. В. и др.* Гранаты пироп-кноррингитового ряда в условиях мантии Земли: экспериментальное изучение в системе MgO — Al_2O_3 — SiO_2 — Cr_2O_3 // Геология и геофизика. — 1997. — **38**, № 2. — С. 523–545.
4. *Ильченко Т. В.* Результаты исследований методом ГСЗ вдоль геотрансекта Евробридж-97 // Геофиз. журн. — 2002. — **24**, № 3. — С. 36–50.
5. *Квасница В. Н.* Мелкие алмазы. — Киев: Наук. думка, 1985. — 216 с.

6. *Лазько Е. Е., Роден М. Ф.* Гранатовые перидотиты и пироксениты в субконтинентальной литосфере центральной части Сибирского кратона (ксенолиты из трубки Мир) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж: Изд-во Воронеж. гос. ун-та, 2003. — С. 307–318.
7. *Литосфера* Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы I, II, V / Под ред. В. Б. Соллогуба. — Киев: Наук. думка, 1987. — 168 с.
8. *Литосфера* Центральной и Восточной Европы. Геотраверсы IV, VI, VIII / Под ред. В. Б. Соллогуба. — Киев: Наук. думка, 1988. — 172 с.
9. *Малиновский И. Ю., Дорошев А. М., Ран Э. Н.* Устойчивость хромсодержащих гранатов ряда пироп-кноррингит // Экспериментальные исследования по минералогии. — Новосибирск: Наука, 1975. — С. 110–115.
10. *Малыгина Е. В.* Минералогия ксенолитов зернистых перидотитов из кимберлитовой трубки Удачная в связи с проблемой состава верхней мантии Сибирской платформы: Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. — Новосибирск, 2002. — 21 с.
11. *Мацюк С. С., Платонов А. Н., Хоменко В. М.* Оптические спектры и окраска мантийных минералов в кимберлитах. — Киев: Наук. думка, 1985. — 246 с.
12. *Металиди С. В., Зарицкий А. И., Цымбал С. Н. и др.* Первая находка алмаза в конгломератах верхнего протерозоя на территории Восточно-Европейской платформы // Минерал. журн. — 1982. — **4**, № 3. — С. 20–29.
13. *Соболев Н. В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. — Новосибирск: Наука, 1974. — 264 с.
14. *Соллогуб В. Б.* Литосфера Украины. — Киев: Наук. думка, 1986. — 184 с.
15. *Цымбал С. Н.* Состав верхней мантии под Украинским щитом (по данным изучения кимберлитов и их индикаторных минералов) // Глибинна будова літосфери та нетрадиційне використання надр Землі. — Київ: Міністерство геології і охорони надр України, 1996. — С. 177–180.
16. *Цымбал С. Н., Вишневский А. А., Вуйко В. И.* Первая находка пиропа и хромдиопсида в грубообломочных породах белокоровичской свиты на севере Украинского щита // Докл. АН УССР. Сер. Б. — 1984. — № 8. — С. 26–31.
17. *Цымбал С. Н., Кищинская З. А., Лавров Д. А. и др.* Пиропоносность балтских отложений левобережной части Среднего Побужья // Геохимия и рудообразование. — 1980. — № 8. — С. 40–50.
18. *Цымбал С. Н., Полканов Ю. А.* Минералогия титано-циркониевых россыпей Украины. — Киев: Наук. думка, 1975. — 248 с.
19. *Цымбал С. Н., Цымбал Ю. С.* Состав и геохимические особенности верхней мантии под западной частью Украинского щита // Геохимия магматических пород. Щелочной магматизм Земли: Материалы Всерос. сем., 20–21 марта 2002 г. — М.: Изд-во Ин-та геохимии и аналит. химии РАН, 2002. — С. 100.
20. *Цимбал Ю. С.* Ореоли омфациту у четвертинних і давніших відкладах північно-західної частини Українського щита // Мінерал. зб. Львів. ун-ту. — 2002. — № 52, вип. 2. — С. 161–167.
21. *Цымбал Ю. С.* Ореолы хромдиопсида в четвертичных отложениях северо-западной части Украинского щита // Стан, перспективи та напрямки геологорозвідувальних робіт на алмази в Україні: Матеріали наук.-техн. наради (Київ, 19–22 трав. 2003 р.). — К., 2003. — С. 181–184.
22. *Щербак Н. П., Бибикова Е. В., Скобелев В. М., Щербак Д. Н.* Эволюция во времени и металлогеническая специализация раннедокембрийской коры Украинского щита (3,7–1,7 млрд лет) // Мінерал. журн. — 2003. — **25**, № 4. — С. 82–92.
23. *Bogdanova S.* Segments of the East European Craton Europrobe in Jablonna, 1991 / Ed D. G. Gee, M. Beckholmen. Warszawa: Inst. of Geophys., Polish Acad. of Sci. — Europ. Sci. Foundation, 1993. — P. 33–38.
24. *Bogdanova S. V., Pashkevich I. K., Gorbatschev R., Orlyuk M. I.* Riphean rifting and major Paleoproterozoic crystal boundaries in the basement of the East European Craton: geology and geophysics // Tectonophysics. — 1996. — **268**. — P. 1–22.
25. *Boyd F. R.* Garnet peridotites and the system $CaSiO_3$ — $MgSiO_3$ — Al_2O_3 // Miner. Soc. Amer. Spec. Publ. — 1970. — No 3. — P. 63–75.
26. *Boyd F. R., Gurney J. J.* Diamonds and the African Lithosphere // Science. — 1986. — **232**. — P. 472–477.
27. *Griffin W. L., Ryan C. G., Consens D. C. at al.* Ni in Cr-pyrope garnets: a new geothermometer // Contribs Mineral. and Petrol. — 1989. — **103**, No 2, — P. 199–202.
28. *Griffin W. L., Ryan C. G.* Trace elements in indicator minerals: area selection and target evaluation in diamond exploration // J. Geochem. Explor. — 1995. — **53**. — P. 311–337.
29. *Griffin W. L., O'Reilly S. Y., Ryan C. G.* The composition and origin of sub-continental lithospheric mantle // The Geochem. Soc. Spec. Publ. — 1999. — No 6. — P. 13–45.
30. *Mercier S. C. C.* Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics. — 1980. — **70**, No 1/2. — P. 1–37.
31. *Meyer H. O. A.* Inclusions in diamond // Mantle xenolites. — Chichester, 1987. — P. 501–522.

Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев Поступила 07.11.2003

РЕЗЮМЕ. Наведено результати вивчення хімічного складу, елементів-домішок і оптико-спектроскопічних властивостей магнезіальних і магнезіально-залізистих гранатів та деяких інших верхньомантійних мінералів з ореолів розсіювання в теригенних відкладах північно-західної частини Українського щита. Серед магнезіальних гранатів (піропів) ідентифіковані різновиди парагенезисів олівінових вебстеритів, зернистих лерцолітів (з низьким, помірним і підвищеним вмістом клінопіроксену), порфіровидних лерцолітів, верлітів, гарцбургітів і дунітів. Кількісно різко переважають низько- і помірнохромисті піропи з депле-

тованих зернистих лерцолітів. За допомогою Ni-термометра і Cr-барометра визначені термодинамічні умови утворення піропів у верхній мантії. Встановлено, що в ореолах розсіювання разом з алмазом зустрічаються піропи і хромдіопсіди, які перебували у рівновазі у широкому інтервалі температури (від 700 до 1350 °С) і тиску (від 20 до 50 кбар). При геотермі 40 мВт/м^2 це відповідає глибині від 60 до 170 км. Піропи вебстеритового і лерцолітового парагенезисів утворилися у графіт-піроповій фації глибинності, а дуніт-гарцбургітового — у графіт- і алмаз-піроповій фаціях. Найбільш високобаричні (P ~ 50 кбар) і високотемпературні (T ~ 1350 °С) піропи і субкальцієві діопсиди парагенезису порфіровидних лерцолітів знаходилися у рівновазі, мабуть, у астеносферній недеплетованій мантії. Mg-Fe гранати з ореолів розсіювання належать до еклогітового типу. За складом і оптико-спектроскопічними властивостям серед них виділені різновиди, властиві магнезіальним, магнезіально-залізистим і дистеновим (?) еклогітам графіт- і алмаз-піропової фацій глибинності. Виходячи з типоморфних особливостей складу і *PT*-умов рівноваги піропів і хромдіопсидів перидотитових парагенезисів і магнезіально-залізистих гранатів еклогітових парагенезисів, реконструйований розріз верхньої мантії під північно-західною частиною Українського щита. Товщина літосфери тут становить не менше 160 км, а власне верхньої мантії — понад 120 км. Прикорова частина мантії потужністю до 20 км складена переважно еклогітами. Нижче залягають піроксеніти (переважно олівінові вебстерити), а потім зернисті лерцоліти загальною потужністю до 90 км. У нижній частині верхньої мантії переважають гарцбургіти і дуніти потужністю понад 10 км і передбачається наявність еклогітів. Поширення у верхній мантії дунітів, гарцбургітів і еклогітів алмаз-піропової фації глибинності зумовлює перспективи корінної алмазоносності району, пов'язаної з кімберлітами.

SUMMARY. Chemical composition, elements-impurities and optical and optico-spectroscopic properties of magnesial and magnesial-ferruginous garnets and some other upper-mantle minerals from the scattering aureoles in terrigenous deposits of the north-western part of the Ukrainian Shield have been studied with results presented. Paragenesis diversities of olivine websterites, granular lherzolites (with low, moderate and high content of clinopyroxene), porphyre-like lherzolites, wehrlite, harzburgites and dunites have been identified among magnesial garnets (pyropes). Thermodynamic conditions of pyropes formation in the upper mantle have been estimated by Ni-thermometer and Cr-barometer. It is shown that pyropes and chromdiopsides which were in equilibrium in a wide temperature range (from 700 to 1350 °C) and pressure (from 20 to 50 kbar) occur in scattering aureoles jointly with diamond. Under the geotherm of 40 mW/m^2 this corresponds to the depths from 60 to 170 km. Pyropes of websterite and lherzolite paragenesis were formed in graphite-pyrope abyssolity facies, those of dunite-harzburgites paragenesis — in graphite- and diamond-pyrope facies. Most high-bar (P ~ 50 kbar) and high-temperature (T ~ 1350 °C) pyropes of paragenesis of porphyre-like lherzolites were in equilibrium, probably in asthenospherical undepleted mantle. Mg-Fe garnets from scattering aureoles belong to eclogite type. The varieties characteristic of magnesial, magnesial-ferruginous, and supposedly desthene eclogites of graphite- and diamond-pyrope abyssol facies have been distinguished by the composition and optical-spectroscopic properties. The cross-section of the upper mantle under the north-western part of the Ukrainian Shield has been reconstructed proceeding from typomorphic peculiarities of the composition and *PT*-conditions of equilibrium of pyropes and chromdopsides of peridotite parageneses and magnesial-ferruginous garnets of eclogite parageneses. The lithosphere thickness is no less than 160 km, that of the upper mantle — above 120 km. The near-crust part of the mantle about 20 km thick is mostly fuilt by eclogites. Pyroxenites (mainly olivine websterites), and then granular lherzolites with total thickness about 90 km occur below. Harzburgites and dunites 10 km thick prevail and presence of eclogites is supposed in the lower part of the upper mantle. Development of dunites, harzburgites and eclogites of diamond-pyrope abyssal facies in the upper mantle predetermines prospects of maternal diamond content in the region connected with kimberlites.

МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ
MINERALOGICAL JOURNAL
(UKRAINE)

УДК 552.33 + 549(477)

С. Г. Кривдик, С. Н. Цымбал, Ю. В. Гейко

Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм северо-западной части Украинского щита как индикатор кимберлитообразования

Рассмотрены геологическая позиция, особенности вещественного состава и петрогенезис протерозойских (2,0—2,1 млрд лет) щелочно-ультраосновных пород северо-западной части Украинского щита. Эти породы образуют мелкие гипабиссальные интрузии и пояс даек. По текстурно-структурным особенностям и составу они соответствуют оливиновым якупирангитам, оливиновым мельтейгитам и их дайковым порфировым аналогам (оливиновым меланефелинитам). Проанализированы клинопироксены (хромдиопсиды, эгирин-диопсиды) и амфиболы (гастингситы, эденитты, разновидности рядов гастингсит — катофорит, эденит — катофорит, роговые обманки, актинолиты), а также акцессорные хромшпинелиды и ильменит. Щелочно-ультраосновные породы района характеризуются примитивным составом (до 19—22 % MgO) с очень низким для такого типа пород содержанием несовместимых элеменов-примесей (Nb, Zr, TR и др.). Есть основания считать, что исходные магмы этих пород образовались при парциальном плавлении пиропового перидотита на глубине около 140 км (в области алмазной ассоциации) без существенного влияния мантийного метасоматоза. Предполагается, что щелочно-ультраосновной магматизм этого региона сопровождался протерозойским кимберлитовым и/или лампроитовым магматизмом (находки алмаза и его минералов-спутников в верхнепротерозойских конгломератах и песчаниках, а также в третичных и современных россыпях).

Введение. На всех докембрийских платформах, где выявлены кимберлиты и лампроиты, развиты одновозрастные с ними полифазные массивы, штоки и дайки щелочно-ультраосновных пород. Обычно кимберлиты сопровождаются также трапповым (толеитовым) или щелочно-базальтовым магматизмом. Особо важными при поисках кимберлитов могут быть гипабиссальные и эффузивные фациальные разновидности щелочно-ультраосновных пород — мельтейгит-порфиры, меланефелиниты, мелилититы, меймечиты, альнеиты. Их наличие в регионе свидетельствует о незначительном эрозионном срезе и возможности сохранности кимберлитовых и лампроитовых трубок. Примером может быть Архангельская алмазоносная провинция, где кимберлиты ассоциируют с мелилитовыми породами. На противоположном берегу Белого моря (на продолжении Кандалакшской зоны разломов) установлены турьяиты, мельтейгит-порфиры и другие гипабиссальные щелочно-ультраосновные породы.

В северо-западной части Украинского щита (УЩ) известны [9, 16] и открыты в последние годы [10] небольшие гипабиссальные интрузии и дайки щелочно-ультраосновных пород протерозойского возраста. О наличии в этом районе кимберлитов такого же возраста свидетельствуют находки алмазов в конгломератах белокоровичской свиты (1500–1100 млн лет) и песчаниках полесской серии (средний — верхний рифей). По кристалломорфологии и физическим свойствам они подобны алмазам из кимберлитов и принадлежат к перидотитовому (резко преобладают) и эклогитовому типам [8, 12]. В разновозрастных терригенных отложениях (от рифейских до современных) имеются минералы-спутники алмаза — пироп, хромшпинелиды, пикроильменит, хромдиопсид, омфацит. По составу и свойствам они аналогичны одноименным минералам из кимберлитов. Наиболее значительные ореолы их рассеяния выявлены в восточной части Новоград-Волынского блока — Мочулянский, Зубковичский, Шепетовский и др. Здесь же известны дайки основных пород нормального и щелочного ряда, а также тела ультраосновных пород протерозойского возраста.

© С. Г. Кривдик, С. Н. Цымбал, Ю. В. Гейко. 2003

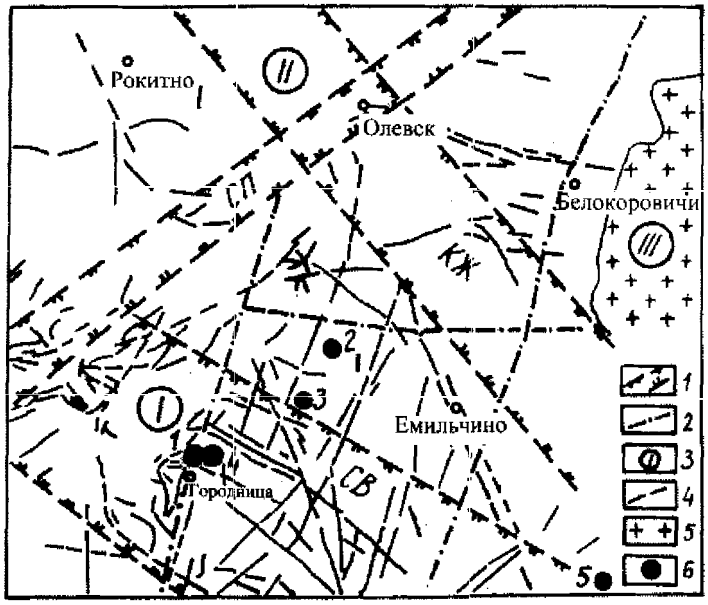


Рис. 1. Схема расположения проявлений щелочно-ультраосновных пород в северо-западной части Украинского щита: *1* — зоны разломов мантийного заложения (СП — Сущано-Пержанская, КЖ — Красногорско-Житомирская, СВ — Сарненско-Варваровская); *2* — разломы мантийного (?) заложения; 3 — блоки второго порядка Волынского геоблока УЩ (*I* — Новоград-Волынский, *II* — Осницкий, *III* — Коростенский); *4* — дайки разного состава протерозойского возраста; *5* — граниты Коростенского плутона; *6* — место расположения: *1*, *2* — щелочно-ультраосновных пород (*1* — Городницкой интрузии, *2* — Глумчанской интрузии и Покошевской группы даек), *3* — интрузии хромшпинельсодержащих слюдистых перидотитов, *4* — интрузии оливинсодержащих двупироксеновых пироксенитов, *5* — проявления фенитов "Березовая Гать"

Проявления щелочно-ультраосновного магматизма, петрографические особенности. К настоящему времени на северо-западе УЩ в восточной части Новоград-Волынского блока II порядка установлены три проявления щелочно-ультраосновных пород — одно в районе п.г.т. Городница и два в окрестностях с. М. Глумча Житомирской обл. [10, 16]. Предполагается также их наличие вблизи с. Березовая Гать той же области. Здесь имеются щелочные метасоматиты мощностью более 100 м, которые являются, видимо, фенитами невскрытого карбонатитового или щелочно-ультраосновного комплекса [9]. Проявления щелочно-ультраосновных пород Глумчанского участка расположены примерно на 25 км северо-восточнее Городницкой интрузии, а проявление фенитов Березовая Гать находится на 60–65 км юго-восточнее последних (рис. 1). Рядом с Городницкой щелочно-ультраосновной интрузией одной скважиной вскрыта небольшая гипабиссальная интрузия оливинсодержащих двупироксеновых пироксенитов. На Глумчанском участке дайки щелочно-ультраосновных пород ассоциируют с диабазами нормальной щелочности (в районе есть также их щелочные оливин-титанавгитовые разновидности), гранит-порфирами и слюдистыми хромшпинелевыми перидотитами. Гранит-порфиры, принадлежащие к щелочнополевошпатовым бесплагиоклазовым разновидностям, обогащены такими редкими металлами как Nb, Sn, Zr, TR. Кроме того, в них диагностированы флюорит и колумбит. Эти гранит-порфиры отличаются от пород всех выделенных в районе комплексов (коростенского, осницкого, житомирского) и в какой-то мере похожи на одноименные породы пержанского комплекса. Они сформировались на платформенном этапе развития и, вероятнее всего, позднее даек щелочно-ультраосновных пород. В протолочных пробах гранит-порфиров участка Чмель обнаружены зеленые эгирин-диопсиды, подобные по составу таковым из Глумчанской интрузии. Такие же пироксены встречены и в отложениях осадочного чехла. Эти данные свидетельствуют о более широком развитии щелочно-ультраосновных пород в северо-западной части УЩ, чем в указанных выше пунктах.

Следует подчеркнуть, что размещение известных на Кировоградском и Приазовском геоблоках УЩ тел кимберлитов контролируют зоны долгоживущих глубинных раз-

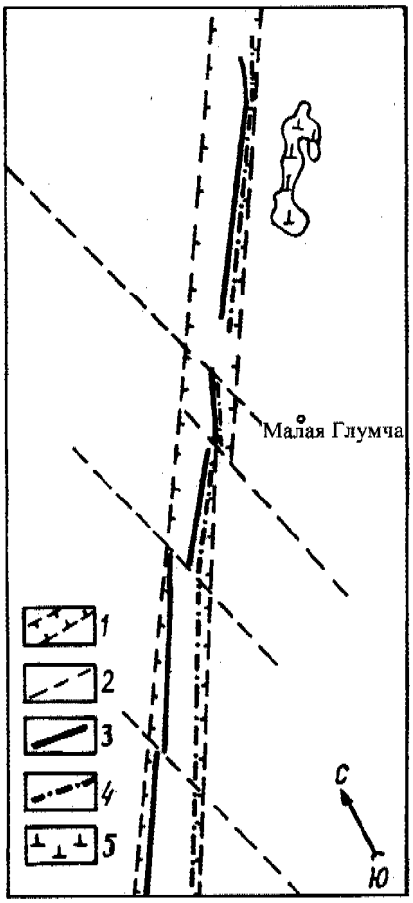


Рис. 2. Схема расположения тел щелочно-ультраосновных пород на Глумчанском участке Новоград-Волынского блока УЩ: *1* — Покошевская зона разломов; *2* — более молодые разломы; *3* — дайки амфиболизированных мельтейгит-порфиров и якупирангит-порфиров; *4* — дайки гранит-порфиров; *5* — Глумчанская интрузия амфиболизированных мельтейгит-якупирангитов

ломов и в их пределах также имеются дайки и гипабиссальные интрузии пород разного состава — субщелочных и нормальной щелочности перидотитов, габброидов, диабазов, сиенитов и др. В районах находок кимберлитов в центральной части Припятского вала значительно распространены толеитовые базальты (траппы), субщелочные оливиновые габбро-диабазы, трахиты и вулканические туфы базальтового и пикрит-базальтового состава [17].

Поскольку щелочно-ультраосновные породы Городницкой интрузии и фениты Березовой Гати были описаны ранее [9, 16], в данной статье основное внимание уделено проявлениям щелочно-ультраосновных пород, недавно открытым на Глумчанском участке. Другие проявления пород этой формации упоминаются вкратце в целях сопоставления и обоснования некоторых петрогенетических выводов.

Городницкая интрузия приурочена к Сарненско-Варваровскому разлому, а фениты Березовой Гати — к зоне Красногорско-Житомирского разлома (рис. 1). Эти разломы прослежены геофизическими методами не только в коре, но и в верхней мантии. Амплитуды смещения поверхности *M* по ним составляют 5–7 км. Разломы неоднократно активизировались, о чем свидетельствует приуроченность к ним даек названных выше разнообразных пород.

Проявления щелочно-ультраосновных пород на Глумчанском участке пространственно совмещены с Глумчанской кольцевой структурой III ранга диаметром 4–5 км. Эта структура достаточно отчетливо фиксируется в геофизических полях. Ее "рассекает" Покошевская зона разломов северо-восточного простирания, к которой и приурочена одноименная группа даек щелочно-ультраосновных пород. Дайки прослежены на расстоянии свыше 1,5 км (рис. 2), они имеют небольшую мощность (до 1,5 м) и крутое (65–75°) падение в западном направлении. Наклонными скважинами в пределах зоны установлены две или три сближенные дайки и их тонкие апофизы. Слагающие их мельтейгит- и якупирангит-порфиры в верхней части разреза сильно изменены гипергенными процессами и превращены в коры выветривания, визуально трудно отличимые от кор выветривания вмещающих пород. В непосредственной близости от Покошевской зоны разломов расположена Глумчанская интрузия полнокристаллических щелочно-ультраосновных пород. На современном эрозионном срезе она представляет собой неправильно-овальное тело длиной около 250 м и шириной до 180 м, вытянутое согласно простиранию зоны. Вмещающими породами для этой интрузии и даек являются биотитовые плагиограниты и плагиомигматиты нижнего протерозоя, содержащие останцы гнейсов и кристаллосланцев тетеревской серии также нижнепротерозойского возраста.

Якупирангиты и мельтейгиты Городницкой интрузии — довольно свежие породы с хорошо сохранившимися нефелином и форстеритом. В то же время однотипные породы из Глумчанского участка интенсивно амфиболизированы и из первичных минералов в них остался только клинопироксен. В зависимости от размеров тел меняется степень раскристаллизованности слагающих пород, а иногда проявляются и определенные осо-

бенности минерального состава. В маломощных дайках и зонах закалки это отчетливо порфировые породы с вкрапленниками существенно диопсидового пироксена и замещенного амфиболом оливина. Последний образует иногда выделения скелетной формы, что свидетельствует о высокой температуре расплава и его быстрой кристаллизации. Замещенный оливин присутствует практически во всех типах пород, достигая нередко 20, а иногда и 30 % объема породы. Порфировые выделения клинопироксена часто образуют кресто- и розеткообразные лучистые срастания, характерные для гипабиссальных магматических пород. Нередко в шлифах из дайковых пород можно видеть два типа клинопироксена: один из них представлен явно магматическими идиоморфными удлиненно-таблитчатыми вкрапленниками (часто зонального строения), а второй напоминает ксенокристаллы или кластопорфиры. Последние обычно имеют более крупные размеры (до 3 мм) и образуют изометрические зерна. Они часто "побиты оспинками" и явно неравновесны с цементирующей основной массой. Ксенокристаллы клинопироксенов замещаются вторичными силикатами (включая амфиболы), внешние их каймы дорастают однородным свежим клинопироксеном, аналогичным таковому более мелких вкрапленников. В раскристаллизованных якупирангитах и меламельтейгитах клинопироксен обогащен эгириновым миналом, а в основной массе иногда наблюдается и собственно эгирин.

Содержание клинопироксена в щелочно-ультраосновных породах Глумчанского участка чаще всего составляет от 5 до 20 % и лишь иногда достигает 30–40. Главными темноцветными минералами являются разнообразные амфиболы. Они обычно замещают клинопироксен, выделяясь в мелкозернистой массе совместно с альбитом, флогопитом, продуктами изменения нефелина (слюдки, шпреуштейн, цеолитоподобные минералы). Некоторые из них принадлежат к явно магматическим (ранним или поздним) образованиям. К таковым относятся, в частности, коричневато-бурые амфиболы, имеющие вид вкрапленников в дайковых породах или образующие крупные (до нескольких миллиметров) субидиоморфные зерна в раскристаллизованных породах Глумчанской интрузии. По преобладающему амфиболу породы этой интрузии можно назвать "щелочными горнблендитами". Буровато-коричневый амфибол в них почти всегда замещается зелеными и сине-зелеными амфиболами. Последние характерны также для мелкозернистой основной массы. В тонких апофизах даек щелочно-ультраосновных пород среди микровкрапленников и в основной цементирующей массе амфибол представлен только или преимущественно буровато-коричневой разновидностью. Он кристаллизовался, видимо, на магматическом этапе и является одной из закалочных силикатных фаз (наряду с пироксеном и оливином).

В некоторых сильно преобразованных дайках (скв. 140, 141) первичные породы почти полностью замещены зелеными амфиболами, а бывшие вкрапленники клинопироксена (?) — агрегатом амфибола и биотита. Вкрапленники оливина замещаются тем же микрокриптозернистым агрегатом бесцветного моноклинного амфибола. Как будет показано ниже, амфиболы из этих пород имеют существенно иной химический состав, чем рассмотренные выше буроватые и сине-зеленые амфиболы. Хотя описанные породы несколько отличаются от большинства порфировых дайковых и полнокристаллических щелочно-ультраосновных пород Глумчанского участка, они принадлежат, безусловно, к той же формации. Свидетельство этого, в частности, — интенсивная экзоконтактовая фенитизация (натриевой направленности) вмещающих гранитоидов, характерная для всех пород щелочно-ультраосновной формации. Не исключено, что на Глумчанском участке имеются две или более генерации даек щелочно-ультраосновных пород, различающихся щелочностью, степенью дифференцированности исходных расплавов или глубинностью их образования.

Из других темноцветных минералов отметим наличие биотита (железистость 48 %) и флогопита. Последний может присутствовать в основной цементирующей массе или псевдоморфно замещать более ранние вкрапленники клинопироксена и амфибола. Похоже, что в изученных нами щелочно-ультраосновных породах первичных слюд нет. Проанализированные биотиты оказались низкотитанистыми (до 1,9 % TiO_2), т. е. являются низкотемпературными разностями, не характерными для пород данного типа. Из салических минералов наиболее распространен альбит, имеется калиевый полевой шпат и предполагается наличие нефелина. Суммарное содержание их обычно не превышает 10–

15 %, но иногда достигает 20–40. Нефелин сохранился свежим только в породах Городницкой интрузии. На Глумчанском участке он диагностируется по характерным продуктам замещения — шпреуштейну, цеолитоподобным минералам и серициту. Как правило, нефелин ксеноморфный по отношению к другим минералам, но в более лейкократовых (мельтейгитовых) разновидностях в шлифах встречаются типичные для этого минерала полигональные изометрические сечения.

Альбит присутствует в основной массе щелочно-ультраосновных пород и нередко образует мелкие миаролоподобные выделения (обычно вместе с шестоватым сине-зеленым щелочным амфиболом). Иногда удается установить, что подобные "скопления" альбита с амфиболом представляют собой сильно преобразованные (фенитизированные) микроксенолиты вмещающих гранитоидов. В дайковых щелочно-ультраосновных породах изредка наблюдались ксенолиты апогранитоидных фенитов существенно альбитового состава, содержащих щелочной амфибол и эгирин.

Из других второстепенных минералов в рассматриваемых породах отмечены кальцит, эпидот, сульфиды. Акцессорные минералы — апатит, сфен, ильменит и хромшпинелиды. Последние два минерала являются индикаторными для такого типа пород. Ильменит в щелочно-ультраосновных породах как Городницкой интрузии, так и Глумчанского участка представлен богатыми марганцем (4–11 % MnO) разновидностями. Повышенное содержание хромшпинелидов является отличительной особенностью оливиновых якупирангитов и меламельтейгитов Городницкой интрузии. Среди них есть магнезиохромиты (Cr_2O_3 — 62, MgO — 14,6 %) [16], кристаллизация которых происходила на больших глубинах (возможно в области стабильности алмаза). Подобные хромшпинелиды изредка встречаются в щелочно-ультраосновных породах (полнокристаллических, порфировых, дайковых) Глумчанского участка. Проанализированный хромшпинелид из Глумчанской интрузии имеет состав, %: TiO_2 — 0,37; Al_2O_3 — 19,21; Cr_2O_3 — 51,48; FeO — 12,87; MnO — 0,13; MgO — 15,28;

Таблица 1. **Химический состав пироксенов и амфиболов из щелочных пироксенитов Глумчанской интрузии (по данным микрозондового анализа), %**

П р и м е ч а н и е. 1–7 — клинопироксены, скв. 127, гл. 34,4–35,5 м; 8, 9 — титанистые гастингситы, там же; 10 — обогащенный натрием хромистый гастингсит, там же; 11 — обогащенный щелочами гастингсит, там же; 12–14 — амфиболы промежуточного состава между гастингситом и катофоритом, там же; 15, 16 — обогащенные натрием эденитыы (промежуточные между эденитом и катофоритом), скв. 127, гл. 28,3–31,1 м; 17, 18 — амфиболы, близкие по составу к магнезиокатофориту (катофорит-эденитового ряда), там же. Анализы выполнены на микроанализаторе *Cameca SX*50 В. М. Верещаком.

Таблица 2. **Химический состав амфиболов и биотитов из некоторых сильно измененных дайковых щелочно-ультраосновных пород Глумчанского участка (по данным микрозондового анализа), %**

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	ZnO	NiO	*сумма*
1	57,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	24,90	13,80	0,00	0,00	0,00	0,00	95,80
2	56,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,00	13,80	0,00	0,00	0,00	0,00	94,80
3	56,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,00	13,80	0,00	0,00	0,00	0,00	94,80
4	56,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,00	13,80	0,00	0,00	0,00	0,00	94,80
5	56,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,00	13,80	0,00	0,00	0,00	0,00	94,80
6	56,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,00	13,80	0,00	0,00	0,00	0,00	94,80
7	56,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,00	13,80	0,00	0,00	0,00	0,00	94,80
8	56,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,00	13,80	0,00	0,00	0,00	0,00	94,80
9	56,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,00	13,80	0,00	0,00	0,00	0,00	94,80
10	56,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,00	13,80	0,00	0,00	0,00	0,00	94,80
11	56,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,00	13,80	0,00	0,00	0,00	0,00	94,80
12	56,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,00	13,80	0,00	0,00	0,00	0,00	94,80
13	56,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,00	13,80	0,00	0,00	0,00	0,00	94,80
14	56,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,00	13,80	0,00	0,00	0,00	0,00	94,80
15	56,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,00	13,80	0,00	0,00	0,00	0,00	94,80
16	56,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,00	13,80	0,00	0,00	0,00	0,00	94,80
17	56,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	25,00	13,80	0,00	0,00	0,00	0,00	94,80

П р и м е ч а н и е. 1 — актинолит, скв. 141, гл. 73,1–74,1 м; 2–11 — роговые обманки скв. 141, гл. 29,7–30,0 м (ан. 2–4), скв. 141, гл. 41,5–42,2 м (ан. 5–7), скв. 140, гл. 71,7–73,4 м (ан. 8–11); 12–14 — роговые обманки с повышенным содержанием хрома, скв. 140, гл. 71,7–73,4 м; 15 — щелочной амфибол арфведсонит-экерманитового ряда, шестоватые кристаллы в альбитовом миаролоподобном гнезде (микроксенолите фенита?) среди амфиболового щелочного ультрабазита, скв. 140, гл. 72,6 м; 16, 17 — биотиты, скв. 140, гл. 40,0–40,3 м (ан. 16) и скв. 141, гл. 41,5–42,2 м (ан. 17). Анализы 1–14, 16, 17 выполнены на микроанализаторе *Cameca SX*50 В. М. Верещаком, ан. 15 — на микроанализаторе *JEOL-5* И. Н. Бондаренко.

ZnO — 0,21; NiO — 0,10; *сумма* 99,65.

В целом же рассматриваемые щелочно-ультраосновные породы отличаются низким содержанием рудных минералов (магнетита, ильменита, сульфидов), апатита, кальцита и акцессорных минералов, что нашло отражение в их валовом химическом составе.

Некоторые особенности химического состава пород и минералов. Как отмечалось выше, изученные щелочно-ультраосновные породы сложены преимущественно амфиболом и клинопироксеном. Клинопироксены из Городницкой и Глумчанской интрузий принадлежат к магнезиальным (железистость 9–15 %) разновидностям — диопсидам и хромдиопсидам (табл. 1). В большинстве случаев в них фиксируется хром (до 1,6 % Cr_2O_3) и, вероятно, он придает им светлую травяно- или изумрудно-зеленую окраску. Эти пироксены часто содержат в повышенном количестве Na_2O (до 1,6 %), который в одних случаях (Городницкая интрузия) рассчитывается преимущественно на эгириновый минал, в других (Глумчанская интрузия) — почти полностью на жадеитовый и юриитовый. В мельтейгитах Городницкой интрузии часто наблюдался зональный пироксен с обогащенной эгириновым миналом каймой. В некоторых дайковых породах Покошевской группы существенно эгириновый пироксен развит только в основной цементирующей массе. Эгириновый пироксен (с разным содержанием собственно эгиринового минала) характерен для апогранитоидных фенитов из экзоконтактового ореола интрузий и даек щелочно-ультраосновных пород.

Хромдиопсиды из Глумчанской интрузии имеют повышенное содержание Al_2O_3 (3–4 %), большая часть которого (а нередко и полностью) рассчитывается на жадеитовый минал. Несколько меньше Al_2O_3 (0,2–4,0 %) в диоп-

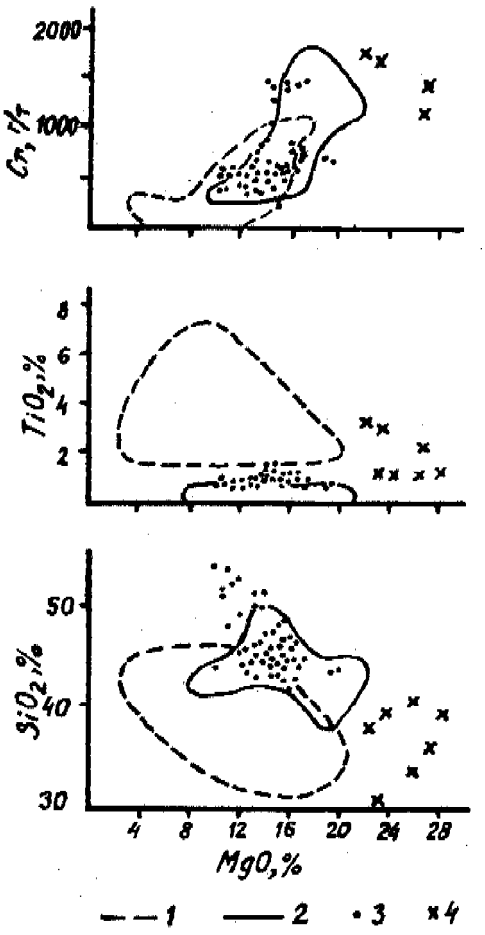


Рис. 3. Диаграммы состава щелочно-ультраосновных пород Глумчанского участка Новоград-Волынского блока УЩ: *1* — поле состава гипабиссальных и эффузивных щелочно-ультраосновных пород Восточно-Африканской рифтовой зоны, Хибин и Кольского п-ова (ивановский комплекс) [1, 2, 7, 13, 14]; *2* — поле состава мельтейгит-якупирангитов Городницкой интрузии, по данным [16]; *3* — амфиболизированные мельтейгит-якупирангиты Глумчанской интрузии, а также мельтейгит- и якупирангит-порфиры Покошевской группы даек; *4* — щелочные пикриты Восточно-Африканской рифтовой зоны [2], Кольского п-ова [7, 14] и Маймеча-Котуйской провинции [6]

сидах Городницкой интрузии, он рассчитывается на чермакитовый и отчасти на жадеитовый миналы. Для диопсида и хромдиопсида характерно низкое содержание TiO_2: 0,3–0,6 в Глумчанской интрузии и 0,1–0,2 % — в Городницкой.

Отмеченные особенности химизма клинопироксенов из щелочно-ультраосновных пород северо-западной части УЩ обусловлены, с одной стороны, высокой магнезиальностью среды минералообразования, а с другой — повышенной ее щелочностью, т. е. щелочно-ультраосновным составом глубинных расплавов.

Подобные описанным высокомагнезиальные клинопироксены известны в щелочных пикритах, оливиновых мельтейгитах и оливиновых меланефелинитах Кольского полуострова, Восточно-Африканского рифта и Маймеча-Котуйской провинции [2, 13, 14]. По некоторым особенностям состава (высокая магнезиальность, наличие юриитового и жадеитового миналов) они имеют сходство с клинопироксенами из ксенолитов глубинных пород в кимберлитах. Глубинными (интраттеллурическими) могут оказаться упоминавшиеся выше "оспинные" пироксены из дайковых щелочно-ультраосновных пород, внешне напоминающие кластопорфиры или ксенокристаллы.

Следует подчеркнуть, что эгиринсодержащие диопсиды и хромдиопсиды, установленные нами в Городницкой и Глумчанской интрузиях, не известны в других типах пород, включая ультраосновные и щелочные Северо-Западного и соседних геоблоков УЩ. В Проскуровском и Антоновском щелочно-ультраосновных массивах (Днестровско-Бугский геоблок) клинопироксены представлены более железистыми разновидностями — эгирин-салитами. В ультрабазитах нормальной щелочности клинопироксены обычно относятся к ряду диопсид — авгит.

Специфичным оказался также и состав амфиболов из щелочно-ультраосновных пород Глумчанской интрузии. Среди них выделяются обогащенные натрием титанистые гастингситы, эденити и разновидности промежуточного состава рядов эденит — катофорит и гастингсит — катофорит, а наиболее щелочные из них приближаются к магнезиокатофориту (табл. 1). Амфиболы указанных изоморфных рядов известны в щелочных породах и карбонатитах Черниговского и Проскуровского массивов [9]. Как уже отмечалось, буровато-коричневые амфиболы (титанистые гастингситы и, возможно, эденити) кристаллизовались на магматическом (раннем) этапе формирования щелочно-ультраосновных пород; зеленые и сине-зеленые полущелочные (субщелочные) разновидности развивались по пироксенам и ранним амфиболам, а также кристаллизовались в основной мелкозернистой массе на поздне- и постмагматическом этапах. Настоящие щелочные амфиболы (без алюминия и кальция) в

Таблица 3. **Химический состав щелочно-ультраосновных пород Глумчанского участка, %**

щелочных ультрабазитах не обнаружены, за исключением альбитовых гнезд, где амфибол имеет состав арфведсонита-экерманита. Они имеются, вероятно, в экзоконтактовых фенитах, где ассоциируют с эгириновым пироксеном. Амфиболы Глумчанской интрузии довольно магнезиальные, но более железистые, чем клинопироксены (железистость их 27–34 % против 12–13 соответственно, табл. 1). В Городницкой интрузии амфиболы несколько более магнезиальные и менее титанистые, как и ассоциирующие с ними клинопироксены [16]. Обогащенные титаном амфиболы (гастингситы, эденити) обычно содержат больше K_2O (до 0,8 %), нежели бедные титаном их разновидности (K_2O — 0,1–0,3 %) (табл. 1). Очевидно, это связано с разной температурой их кристаллизации на магматическом и постмагматическом этапах формирования пород. Изредка в протолочных пробах щелочно-ультраосновных пород попадаются хромистые (до 2,5 % Cr_2O_3) гастингситы, представляющие, видимо, раннемагматические выделения. В целом же амфиболы бедны Cr_2O_3 (0,01–0,06 %).

В сильно преобразованных (амфиболизированных, биотитизированных) разновидностях дайковых пород Глумчанского участка преобладают зеленые амфиболы другого состава (табл. 2). Среди них установлены тремолиты (железистость — 21 %) и роговые обманки (железистость — 22–46) с невысоким содержанием Al_2O_3 (4–8 %), щелочей (Na_2O — 0,9–2,2, K_2O — 0,1–1,0) и TiO_2 (0,1–1,0). Они резко отличаются от рассмотренных выше гастингситов, эденитов, полущелочных и щелочных амфиболов рядов гастингсит — катафорит и эденит — катофорит. Некоторые роговые обманки обогащены Cr_2O_3 (до 1,1 %). Эти амфиболы возникли, возможно, в процессе наложенных постмагматических изменений или же образовались при замещении несколько менее щелочных разновидностей щелочно-ультраосновных пород.

Причина столь массовой амфиболизации щелочно-ультраосновных пород Покошевской группы даек и Глумчанской интрузии не совсем ясна. Как отмечалось выше, амфиболизации подвергся повсеместно даже оливин, обычно замещающийся минералами группы серпентина. На этом участке полностью амфиболизированы также габбро, образующие небольшие массивы. В то же время, дайки диабазов, внедрившиеся позже щелочно-ультраосновных пород, часто довольно свежие.

Щелочно-ультраосновные породы Глумчанского участка, как и якупирангиты и мельтейгиты Городницкой интрузии, имеют ряд особенностей химического состава, которые отличают их от типичных щелочно-ультраосновных пород дайковой

П р и м е ч а н и е. 1–3 — полнокристаллические аналоги щелочно-ультраосновных пород, представленные субщелочными горнблендитами (амфиболизированные якупирангиты), состоящими из зональных амфиболов, замещенного оливина, клинопироксена, альбита, Глумчанская интрузия, скв. 127, гл. 34,2 м (ан. 1), 31,0 м (ан. 2) и 29,0 м (ан. 3); 4–11 — дайковые щелочно-ультраосновные породы, скв. 143: 4–6 — закалочные порфировые фации, гл. 41,7 м (ан. 4, 6) и 43,5 м (ан. 5), 7–9 — более раскристаллизованные порфировидные фации, в некоторых из них имеются два типа вкрапленников пироксена — "оспинный" (интателлурический?) и более поздний, гл. 40,0 м (ан. 7), 39,0 м (ан. 8) и 37,0 м (ан. 9), 10, 11 — обогащенные (до 30 %) псевдоморфозами по оливину разновидности этих пород, гл. 38,0 м (ан. 10, 11); 12, 13 — подобные порфировидные щелочно-ультраосновные породы, скв. 635, гл. 17,7 м (ан. 12) и скв. 636, гл. 19,3–20,0 м (ан. 13); 14 — сильно амфиболизированная порфировидная щелочно-ультраосновная порода такого же типа, скв. 635, гл. 18,0 м; 15–18 — более магнезиальные (обогащенные замещенным оливином) разновидности дайковых щелочно-ультраосновных пород, скв. 144, гл. 23,4 м (ан. 15) и 26,7 м (ан. 16), скв. 145, гл. 82,0 м (ан. 17) и 81,6 м (ан. 18); 19, 20 — амфиболизированные дайковые порфировидные щелочно-ультраосновные породы, скв. 142, гл. 73,3 м (ан. 19) и 76,8 м (ан. 20); 21, 22 — сильно преобразованные (амфиболизация, биотитизация) и с миаролоподобными выделениями калиевого полевого шпата и альбита породы, скв. 142, гл. 73,0 м (ан. 21) и скв. 140, гл. 72,6 м (ан. 22); 23 — апогранитоидный фенит существенно альбитового состава в экзоконтакте дайки щелочно-ультраосновной породы, скв. 141, гл. 74,1 м; 24 — меланократовый оливиновый мельтейгит из зоны закалки Городницкой интрузии, скв. 421, гл. 106,1 м; 25 — оливиновый мельтейгит, Городницкая интрузия, скв. 420, гл. 85,5 м; 26 — средний состав мельтейгита, там же. Анализы 1–3, 12–14, 19, 22 выполнены в химической лаборатории ИГМР НАН Украины, остальные — в ГРГП "Північгеологія".

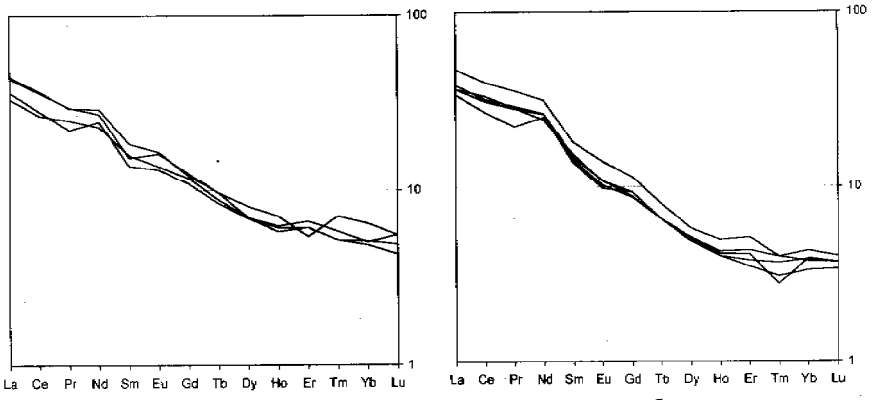


Рис. 4. Распределение TR (нормированное по хондриту) в амфиболизированных мельтейгит-якупирангитах Глумчанской интрузии (*а*) и мельтейгит-якупирангитах Городницкой интрузии (*б*)

и эффузивной фаций других регионов. Для изученных пород характерно в целом повышенное содержание SiO_2 при довольно высоком содержании MgO (до 19 %) и низком — TiO_2 (рис. 3). Магнезиальность их повышается одновременно с увеличением количества вкрапленников оливина, т. е. в процессе кумуляции последнего. Породы Глумчанского участка имеют, по сравнению с якупирангитами-мельтейгитами Городницкой интрузии, более низкое содержание CaO (обычно менее 10 %), хотя среди мельтейгитов Городницкой интрузии изредка встречаются также разновидности с низким содержанием CaO (табл. 3, ан. 25).

Повышенная магнезиальность этих пород дала возможность одному из авторов этой статьи (Ю. В. Гейко) относить их к щелочным пикритам [3, 4]. Щелочные пикриты и их разновидности (например, нефелиновые пикриты) встречаются довольно редко. Они известны в Восточно-Африканской рифтовой системе [2], Маймеча-Котуйской провинции и на Кольском полуострове [1, 6, 7, 14]. Однако эти щелочные пикриты отличаются от рассматриваемых щелочно-ультраосновных пород более высоким содержанием MgO (22–28 %) при довольно низком — SiO_2 (28–41 %). К тому же в этих породах вкрапленники (оливин и пироксен или только оливин) обычно преобладают над мелкозернистой цементирующей массой. Как и в изученных нами породах, в них отмечается кумуляция вкрапленников оливина и пироксена. Вместе с тем, щелочные пикриты из названных регионов имеют свойственные щелочно-ультраосновным породам повышенное и высокое содержание TiO_2 (1,1–3,3 %), а также некогерентных элементов-примесей (Nb, Zr, TR, Sr и др.) [2, 7, 14].

Повышенное содержание SiO_2 в щелочно-ультраосновных породах Глумчанского участка отчасти объясняется низким содержанием в них рудных (магнетит, ильменит) и несиликатных (апатит, кальцит) минералов. Не исключена также некоторая контаминация щелочно-ультраосновных расплавов вмещающими гранитоидами, особенно при образовании маломощных даек. В этих породах изредка отмечались ксенолиты фенитизированных вмещающих гранитоидов.

Щелочно-ультраосновные породы северо-западной части УЩ принадлежат к K–Na-серии с явным преобладанием натрия. Иногда встречаются разновидности этих пород, в химических анализах которых K_2O преобладает над Na_2O. Однако, как показывают петрографические исследования, эти породы значительно изменены с образованием псевдоморфоз мелкочешуйчатого биотита или флогопита по пироксену и/или амфиболу, выделением калиевого полевого шпата в шлироподобные обособления, замещением нефелина серицитоподобной слюдкой. Изредка в основной массе их имеется мелкочешуйчатый флогопит. Первичные калиевые минералы, в частности, вкрапленники слюд, в этих породах не наблюдались. Часть первичного калия входила в состав гастингсита и нефелина. Следовательно, локальное обогащение калием щелочно-ультраосновных пород обусловлено, прежде всего, наложенными постмагматическими процессами.

Хотя изученные щелочно-ультраосновные породы имеют в целом низкую щелочность, кристаллизовались они, несомненно, из обогащенных щелочами расплавов. При этом часть щелочей, преимущественно натрия, выносилась как флюидная фаза в экзоконтактовые ореолы, вызывая фенитизацию вмещающих гранитоидов и других кварцсодержащих пород. Образование ореолов фенитизации присуще всем известным щелочным магматическим породам (от ультраосновного до среднего состава), с которыми связаны карбонатиты. Несмотря на то, что эти породы имеют чаще всего миаскитовый состав (коэффициент агпаитности < 1), они (а также карбонатиты) всегда сопровождаются экзоконтактовыми фенитовыми ореолами. Наличие экзоконтактовых фенитов в щелочно-ультраосновных породах северо-западной части УЩ явилось одним из критериев отнесения их к щелочно-ультраосновной формации.

Высокое же содержание магния и низкое — титана связано в этих породах со слабой дифференциацией примитивных исходных глубинных расплавов. В пользу этого свидетельствует также крайне низкое для таких пород содержание некогерентных элементов-примесей, г/т: Nb — 3,5–12,5; Zr — 19,1–125,2; Y — 8,4–14,5; TR — 59,8–81,6. По уровню концентрации и степени фракционирования TR изученные породы близки между собой. На спектрах TR обращает на себя внимание наличие слабо выраженного неодимового максимума и подобного самариевого минимума (рис. 4).

Выводы. Щелочно-ультраосновные породы Городницкой и Глумчанской интрузий и даек Покошевской группы, установленные в северо-западной части УЩ, представляют собой слабо дифференцированные производные примитивной мантийной магмы состава оливинового меланефелинита. Эта магма генерировалась при незначительном парциальном плавлении деплетированного пиропового перидотита. Согласно Д. Х. Грину [5], глубина зарождения подобных магм меланефелинитового или мелилититового состава оценивается в 100–120 км. Однако наличие в рассматриваемых щелочно-ультраосновных породах высокомагнезиальных хромитов алмазной ассоциации позволяет считать их производными несколько больших глубин (около 140 км). Отметим, что в подобных щелочно-ультраосновных породах Урала (лимбургитах и пикритах) были обнаружены алмазы [11].

При этом влияние мантийного метасоматоза, сопровождающего выплавление магм, исходных для изученных нами щелочно-ультраосновных пород, было весьма незначительным. Подтверждение этого — очень низкое для такого типа пород содержание несовместимых элементов-примесей (Ti, Nb, Y, Zr, TR). Эти породы представляют один из немногих примеров, показывающих возможность образования в верхней мантии щелочных магм в результате парциального плавления деплетированного субстрата без существенной добавки флюидов, обогащенных редкими несовместимыми элементами (мантийного метасоматоза). Об этом свидетельствуют содержание и особенности спектра TR, в частности обогащение Nd относительно Sm (рис. 3). По данным Г. Фора [15], такое фракционирование этих элементов характерно для глубинных магм, образующихся в результате частичного плавления пород мантии. Формирование же высокомагнезиальных щелочных расплавов, лампроитов и кимберлитов происходит, как считает большинство исследователей, при частичном плавлении изначально деплетированного, а затем метасоматизированного субстрата вблизи границы верхняя мантия — астеносфера.

Кроме щелочно-ультраосновных пород в этой части УЩ известно небольшое тело слюдистых хромшпинелевых перидотитов (в районе развития даек мельтейгит-порфиров Покошевской группы) и слабодифференцированная интрузия двупироксеновых оливинсодержащих пироксенитов (вблизи Городницкой интрузии якупирангит-мельтейгитов). Эта интрузия сопровождается ороговикованием вмещающих гнейсов и гранитоидов. Слагающие ее пироксениты обогащены сульфидами магматического происхождения. Для них характерна повышенная концентрация Cr, Ni, Co, Au, Cu, элементов платиновой группы и очень низкое содержание Nb, Zr, TR.

С дайками щелочно-ультраосновных пород Покошевской группы пространственно сопряжены дайки диабазов нормальной щелочности и щелочнополевошпато-

вых гранит-порфиров с повышенной концентрацией редких элементов (Nb, Sn, Zr).

Таким образом, в северо-западной части УЩ сравнительно широко проявлен протерозойский (2100–2000 млн лет) щелочно-ультраосновной (меланефелинитовый) магматизм, который сопровождался ультраосновным, основным и кислым магматизмом. Предполагается, что с этой или несколько более поздней эпохой активизации могут быть связаны протерозойские кимберлиты (или лампроиты), включая их алмазоносные фации глубинности. Об этом свидетельствуют, прежде всего, находки алмазов и их спутников в верхнепротерозойских белокоровичских конгломератах. Судя по гипабиссальным малоэродированным фациям рассмотренных щелочно-ультраосновных пород, имеется большая вероятность сохранения предполагаемых кимберлитовых и лампроитовых трубок. Учитывая все это, а также ореолы рассеяния минералов-спутников алмаза, следует считать весьма благоприятным на поиски докембрийских алмазоносных кимберлитов и лампроитов Новоград-Волынский блок УЩ.

1. *Арзамасцев А. А., Каверина В. А, Полежаева Л. И.* Дайковые породы Хибинского массива и его обрамления / Кол. науч. центр АН СССР. Геол. ин-т. — Препр. — Апатиты, 1988. — 86 с.
2. *Белоусов В. В., Герасимовский В. И., Горячев и др.* Восточно-Африканская рифтовая система. Т. 3. Геохимия, сейсмология, основные результаты. — М.: Наука, 1974. — 288 с.
3. *Гейко Ю. В., Металиди И. С.* Петрохимические особенности ультраосновных пород калиевой специализации северо-западной части УЩ // Стан, перспективи та напрямки геологорозвідувальних робіт на алмази в Україні: Матеріали наук.-техн. наради (Київ, 19–22 трав. 2003 р.). — Київ, 2003. — С. 119–121.
4. *Гейко Ю. В., Металиди И. С.* Петрохимические особенности некоторых типов ультраосновных пород Украинского щита // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж. Изд-во Воронеж. ун-та, 2003. — С. 636–638.
5. *Грин Д. Х.* Состав базальтовых магм как критерий условий их возникновения при океаническом вулканизме // Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. — М.: Мир, 1973. — С. 242–261.
6. *Егоров Л. С.* Ийолит-карбонатитовый плутонизм. — Л.: Недра, 1991. — 260 с.
7. *Калинкин М. М., Арзамасцев А. А.* Щелочные ультрамафиты в трубках взрыва Терского берега Кольского полуострова: новый тип палеозойского магматизма // Докл. АН СССР. — 1991. — **316**, № 3. — С. 702–706.
8. *Квасница В. Н.* Мелкие алмазы. — Киев: Наук. думка, 1985. — 216 с.
9. *Кривдик С. Г., Ткачук В. И.* Петрология щелочных пород Украинского щита. — Киев: Наук. думка, 1990. — 407 с.
10. *Кривдик С. Г., Цымбал С. Н., Гейко Ю. В.* Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм северо-западной части УЩ // Стан, перспективи та напрямки геологорозвідувальних робіт на алмази в Україні: Матеріали наук.-техн. наради (Київ, 19–22 трав. 2003 р.). — Київ, 2003. — С. 143–146.
11. *Лукьянова Л. И., Смирнов Ю. Д., Зильберман А. Д. и др.* О находках алмазов в пикритах Урала // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. — 1978. — Ч. 107, вып. 5. — С. 580–585.
12. *Металиди С. В., Зарицкий А. И., Цымбал С. Н. и др.* Первая находка алмазов в конгломератах верхнего протерозоя на территории Восточно-Европейской платформы // Минерал. журн. — 1982. — **4**, № 3. — С. 20–29.
13. *Русанов М. С., Арзамасцев А. А., Шевченко С. А.* Ивановский вулкано-плутонический комплекс — новое проявление щелочного магматизма в Кольском регионе / Кол. науч. центр АН СССР. Геол. ин-т. — Препр. — Апатиты, 1989. — 29 с.
14. *Русанов М. С., Арзамасцев А. А., Хмелинский В. И.* Новый вулкано-плутонический комплекс Кольской щелочной провинции // Отеч. геология. — 1993. — № 10. — С. 46–52.
15. *Фор Г.* Основы изотопной геологии. — М.: Мир, 1989. — 590 с.
16. *Цымбал С. Н., Щербаков И. Б., Кривдик С. Г., Лабузный В. Ф.* Щелочно-ультраосновные породы Городницкой интрузии (северо-запад Украинского щита) // Минерал. журн. — 1997. — **19**, № 3. — С. 61–80.
17. *Цымбал С. Н., Кривдик С. Г., Матеюк В. В., Тараско И. В.* Рифей-вендский платформенный магматизм центральной части Припятского вала // Стан, перспективи та напрямки геологорозвідувальних робіт на алмази в Україні: Матеріали наук.-техн. наради (Київ, 19–22 трав. 2003 р.). — Київ, 2003. — С. 73–81.

Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования
НАН Украины, Киев
Гос. регион. геол. предприятие "Північгеологія", Киев

Поступила 22.10.2003

РЕЗЮМЕ. Розглянуто геологічну позицію, особливості речовинного складу й петрогенезис протерозойських (2,0-2,1 млрд рр.) лужно-ультраосновних порід північно-західної частини Українського щита. Ці породи утворюють дрібні гіпабісальні інтрузії та пояс дайок. За текстурно-структурними особливостями і складом вони відповідають олівіновим якупірангітам, олівіновим мельтейгітам та їх дайковим і порфіровим аналогам (олівіновим меланефелінітам). Проаналізовано клінопіроксени (хромдіопсіди, егірін-діопсіди) й амфіболи (гастінгсити, еденіти, різновиди рядів гастінгсит — катофорит, еденіт —

катофорит, рогові обманки, актиноліти), а також акцесорні хромшпінеліди й ільменіт. Лужно-ультраосновні породи району характеризуються примітивним складом (до 19–22 % Mg) із дуже низьким для такого типу порід вмістом несумісних елементів-домішок (Nb, Zr, TR тощо). Є підстави вважати, що вихідні магми цих порід утворились під час парціального плавлення піропового перидотиту на глибині близько 140 км (в області алмазної асоціації) без істотного впливу мантійного метасоматозу. Передбачається, що лужно-ультраосновний магматизм цього регіону супроводжувався протерозойським кімберлітовим та/або лампроїтовим магматизмом (знахідки алмазу та його мінералів-супутників у верхнепротерозойських конгломератах і пісковиках, а також у третинних і сучасних розсипах).

SUMMARY. Geological position, peculiarities of substance composition and petrogenesis of Proterozoic (2.0–2.1 Ga) alkali-ultrabasic rocks of the north-western part of the Ukrainian Shield are described. These rocks form fine hypoabyssal intrusions and dyke beets. As to their texture-structural peculiarities and composition, they correspond to olivine jacupirangites, olivine melteigites and their dyke porphyry analogs (olivine melanephelinites). Clinopyroxenes (chromdiopsides, aegirine-diopsides) and amphiboles (hastingsites, edenites series diversities hastingsite-katophorite, edenite-katophorite, hornblendes, actinolites) as well as accessory chromshpinelides and ilmenite have been analyzed. Alkali-ultrabasic rocks of the region are characterized by primitive composition (about 19–22 % MgO) with a very low (for such type of rocks) content of incompatible elements-impurities (Nb, Zr, TR, etc.). There is every reason to consider that initial magmas of these rocks have been formed under partial melting of the pyrope peridotite at the depth about 140 km (in the region of the diamond association) without considerable effect of the mantle metasomatosis. It is supposed that alkali-ultrabasic magmatism of this region was accompanied by proterozoic kimberlite and/or lamproite magmatism (diamond and its accessory-minerals findings in the Upper Proterozoic conglomerates and sandstones as well as tertiary and present placers).

МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ
MINERALOGICAL JOURNAL
(UKRAINE)

УДК 552.323.6.(477):553.81.041

С. Н. Цымбал

Кимберлиты центральной части Припятского вала (Украина)

Приведена минералого-петрографическая и геохимическая характеристика кимберлитов девонского возраста. Установлена их принадлежность к кимберлитам базальтоидного типа жерловой фации. Они имеют высокое содержание MgO, повышенное — CaO и сравнительно низкое — TiO_2, K_2O, P_2O_5 и, кроме того, обогащены когерентными (Cr, Ni, Co) и некогерентными (Nb, Zr, Ta, РЗЭ, Ba, Sr, Th) элементами-примесями. По минеральному составу и геохимическим особенностям эти кимберлиты близки к кимберлитам группы I Южной Африки. В них встречаются ксенолиты глубинных пород (эклогиты, оливиновые слюдиты, пироповые и ильменитовые лерцолиты) и ксенокристаллы их минералов (пироп, пикроильменит, хромшпинелиды, хромдиопсид). Среди глубинных минералов идентифицированы разновидности, принадлежащие к парагенезисам дунитов, гарцбургитов, верлитов, зернистых и порфировидных лерцолитов, оливиновых вебстеритов, магнезиальных и магнезиально-железистых эклогитов. С помощью известных геотермометров и геобарометров определены термодинамические условия их образования. Показано, что эти минералы кристаллизировались в широком диапазоне температуры (от 700 до 1380 °С) и давления (от 17–20 до 55–60 кбар) и являются продуктами дезинтеграции пород литосферной мантии графит- и алмаз-пироповой фаций глубинности и, частично, астеносферной мантии. Сделано заключение о высоких перспективах Припятского вала для поисков месторождений алмазов.

Введение. Припятский вал расположен в северной части Волыно-Подольской плиты, на границе ее с Припятской ветвью Днепровско-Донецкого палеорифта, который наиболее активно развивался в среднем и позднем палеозое. Эта сложно построенная субширотная структура ограничена Северо- и Южно-Припятской зонами разломов и разбита на многочисленные блоки разной формы и величины. В центральной части вал пересекает Волыно-Оршанскую впадину рифтогенного типа дорифейского заложения. Впадина выполнена песчаными отложениями полесской серии среднего-верхнего рифея мощностью от 300–400 до 600–700 м, а также базальтами и туфами трапповой формации нижнего венда, мощность которых в опущенных блоках достигает 300–500 м. На большей части этой территории были развиты морские отложения силурийского и более древнего возраста, но они почти полностью эродированы в конце палеозоя — начале мезозоя. На домеловом срезе центральная часть Припятского вала представляет собой положительную структуру горст-грабенового строения. Глубина залегания докембрийского фундамента в разных блоках изменяется от 300–400 до 600–800 м и более. Фундамент сложен интрузивными и ультраметаморфическими породами лептит-кератофировой и габбродиорит-гранодиоритовой формаций клесовского и осницкого комплексов среднего протерозоя. Некоторые исследователи предполагают наличие здесь гранулитового комплекса архея.

В этой части Припятского вала установлена и прослежена на 25–30 км субширотная зона разломов, называемая Кухотской. Ширина зоны на уровне фундамента от 70 до 500 м, а на домеловом срезе — от 100 до1000 м. В 20 км южнее от нее расположена другая зона разломов такого же простирания — Бельская. Наибольшую активизацию зоны испытали в девоне в связи с формированием Припятского палеорифта. Об этом свидетельствуют находки в пределах Кухотской и Бельской зон брекчий гетерогенного состава, наиболее молодые породы в них — известняки и доломиты лудловского горизонта верхнего силура [3]. В таких брекчиях на Кухотсковольском, Перекальском и Серховском участках найдены обломки кимберлитов и их индикаторных минералов. В кимберлитах постоянно присутствуют ксенолиты органогенных известняков, близких по изотопному составу уг-

© С. Н. Цымбал, 2003

лерода и кислорода к известнякам и доломитам верхнего силура. Изотопный возраст кимберлита определен калий-аргоновым методом по основной (связующей) массе и составляет 320 млн лет. Поскольку кимберлиты потеряли часть аргона при серпентинизации, реальный возраст их несколько древнее, скорее всего девонский.

Начиная с 1975 г. автор проводит систематическое и многоплановое изучение кимберлитов, их индикаторных минералов и вмещающих пород. Часть результатов исследования приведена ниже.

Минералого-петрографические и геохимические особенности кимберлитов. К настоящему времени кимберлиты выявлены на двух участках развития сложных по составу брекчий — Кухотсковольском и Серховском, а пироп и другие индикаторные минералы кимберлитов — на них и Перекальском участках. Эти проявления кимберлитов удалены одно от другого почти на 20 км и могли образоваться при разрушении кимберлитовых трубок, расположенных только в непосредственной близости от каждого из них.

Кухотсковольское проявление. Брекчиепроявление с обломками кимберлитов расположено в центральной части с. Кухотская Воля Любешовского района Волынской области. Оно приурочено к Кухотской зоне разломов субширотного простирания и образует в ее пределах неправильное тело, вытянутое согласно простиранию зоны. Размер его на домеловом срезе составляет 250–300 м по длинной оси и 100–150 м по короткой. Площадь проявления 0,05 км^2. Брекчиепроявление оконтурено бурением в плане и на глубину. В вертикальном разрезе конфигурация его достаточно сложная, но в целом клиновидная. Оно "рассекает" отложения полесской серии на всю мощность и корнями уходит в гранитоидные породы докембрийского фундамента, представленные диоритами и гранодиоритами осницкого комплекса возрастом 2140 млн лет (определен по циркону в ИГМР НАН Украины). Вмещающие брекчию песчаники полесской серии в зоне контакта характеризуются повышенной трещиноватостью, разрывом сплошности и смещением по трещинам с образованием зеркал скольжения и глинок трения, нередко крутым (часто близким к вертикальному) залеганием слоистых песчаников и т. п. Эти в основном механические нарушения не сопровождаются термальными или метасоматическими изменениями. По мере удаления от брекчиевого тела нарушенность залегания и трещиноватость песчаников полесской серии быстро уменьшаются и уже на расстоянии 20–50 м практически не проявляются. Гранитоиды осницкого комплекса в районе брекчиепроявления также брекчированные и трещиноватые. Среди них встречаются отдельные обломки песчаников полесской серии, известняков и доломитов силурийского возраста, интрузивных и эффузивных пород трапповой формации волынской серии. В западной части брекчиепроявления среди брекчированных диоритов и гранодиоритов осницкого комплекса обнаружено дайкоподобное тело трахибазальтов с ксенолитами вмещающих пород. Возраст трахибазальта (определен K-Ar методом) 100–110 млн лет [15].

Брекчии имеют гетерогенный состав обломков и цемента. Исходя из преобладания обломков пород того или иного состава и происхождения, выделяются такие основные их разновидности: песчаниковая, базальто — габбро-диабазово — песчаниковая и песчанико — доломитовая. Первая развита преимущественно в нижней части разреза, вторая — в средней, третья — в верхней. По петрографическому составу обломочного материала эти разновидности брекчий аналогичны. Различия заключаются в основном в соотношении обломков и распределении их по площади и глубине брекчиепроявления. Более полно строение брекчиепроявления описано в работе [3].

В 1975 г. в составе брекчий Кухотсковольского проявления Б. Я. Воловик и Б. И. Власов обнаружили единичные обломки кимберлитов и их индикаторных минералов высокой степени сохранности. В последующем на брекчиепроявлении было пробурено свыше 70 скважин различной глубины и в шести из них найдено более 30 обломков кимберлитов. Размер их изменяется от нескольких миллиметров до 3–5, а иногда до 10 см. Обломки имеют неправильную форму и неровную поверхность (рис. 1, *а — в*). На них заметны зеркала скольжения, царапины, но явных признаков механического износа (окатывания) нет. Цвет кимберлитов изменяется в зависимости от степени серпентинизации и карбонатизации от серовато- и голубовато-зеленого до желто-зеленого. Все обломки кимберлитов найдены в брекчиях песчанико-доломитового состава.

Кимберлиты представляют собой типичную эруптивную брекчию, состоящую из

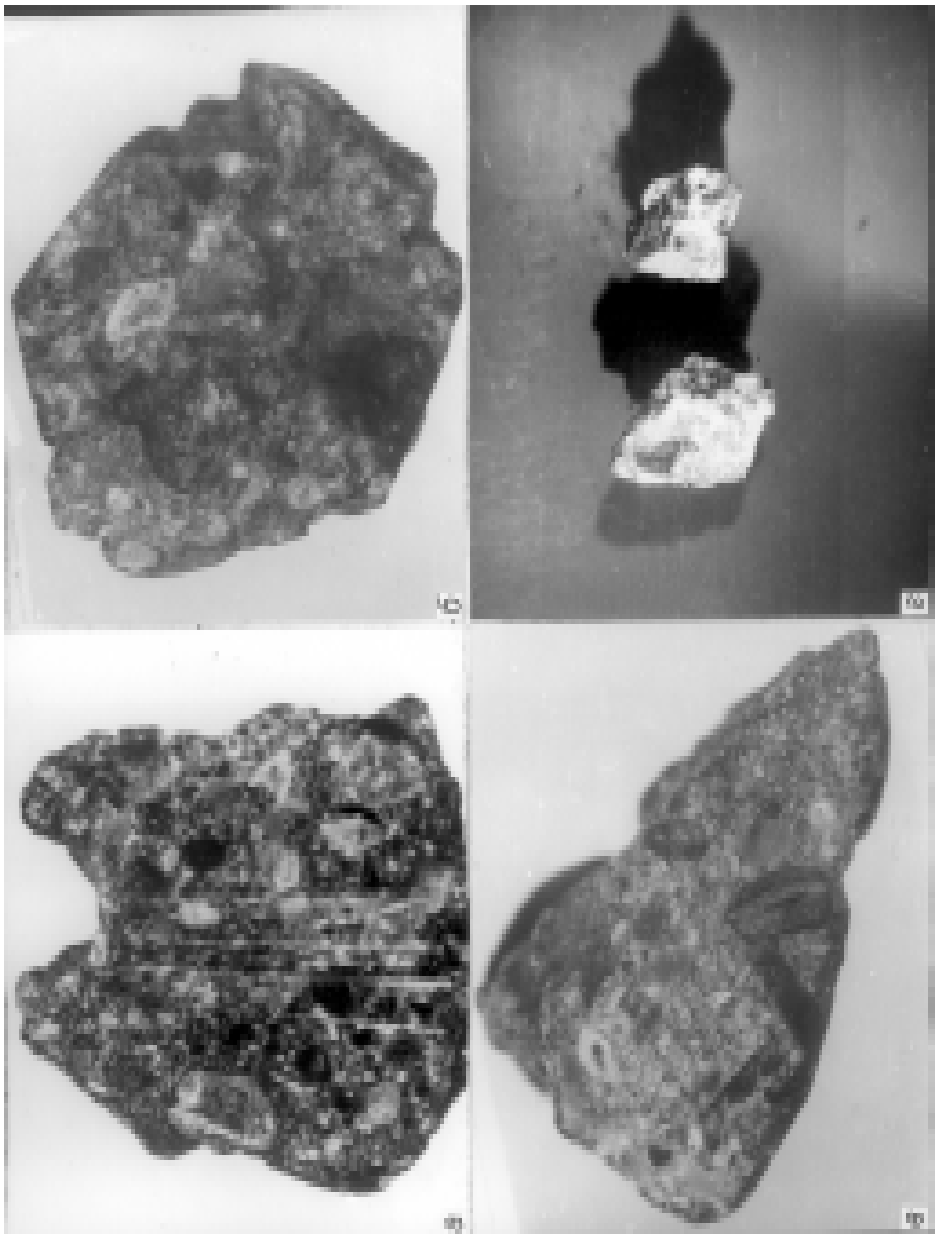


Рис. 1. Форма обломков и текстура кимберлитов Кухотсковольского (*а – в*) и Серховского (*г*) проявлений

ксенолитов глубинных пород и их минералов, автолитов кимберлитов и обломков местных пород платформенного чехла, сцементированных кимберлитом базальтоидного типа [14]. Размер большинства ксенолитов составляет 2–5 см, а содержание достигает иногда 30–50 % объема кимберлитовой брекчии. Среди них преобладают глинистые и органогенные известняки и доломиты силурийского возраста, имеющие признаки перекристаллизации под влиянием кимберлитового расплава. Очень редко встречаются ксенолиты песчаников и аргиллитов полесской серии и оливиновых габбро-диабазов верхнерифейского возраста.

Кимберлитовый цемент имеет отчетливую порфировидную и реликтово-порфировую структуру (рис. 2, *а*). Порфировые вкрапленники, составляющие от 20–30 до 60–70 % объема цемента, представлены псевдоморфозами серпентинового и серпентин-карбонатного состава по оливину. Псевдоморфозы размером более 0,5 мм имеют, как правило, сглаженные очертания, а более мелкие сохраняют кристаллографические формы. Основная масса кимберлита-цемента микро- и тонкозернистая, интенсивно изменена и сложена серпентином и карбонатом. На отдельных участках она настолько обогащена рудны-

ми минералами, что имеет сидеронитоподобную структуру. Часто цемент напоминает автолитовую брекчию (рис. 2, *б*). Автолиты и ксенолиты кимберлитов более ранних генераций обычно округлые или эллипсовидные. Размер их варьирует от 0,3–0,5 до 2–3 мм и более. Среди них установлены следующие разновидности.

1. Автолиты кимберлитов, центральную часть которых слагают псевдоморфозы по оливину, а периферическую — кимберлит базальтоидного типа с реликтово-порфировой структурой. Порфировые вкрапленники представлены оливином, замещенным серпентином и карбонатом. Основная масса по составу серпентин-карбонатная. Изредка в ней отмечаются мелкие кристаллы флогопита и перовскита, а также пылевидные рудные минералы. Для многих автолитов характерна флюидальная текстура.

2. Автолиты кимберлитов базальтоидного облика, основная масса которых представляет собой мелкозернистый агрегат серпентин-карбонатного состава с мелкими выделениями рудных минералов, перовскита и флогопита.

3. Автолиты и микроксенолиты слюдистых микролитовых кимберлитов с реликтовой порфировой структурой и микролитовой основной массой флюидального строения. Флогопит составляет 5–10 %. В некоторых автолитах содержание перовскита достигает 2–3 %. Порфировые выделения представлены псевдоморфозами серпентина и карбоната по оливину, а также флогопитом. Размер их 0,1–0,7 мм. Основная масса интенсивно карбонатизирована, с реликтово-микролитовой структурой и флюидальной текстурой. Местами она обогащена рудными минералами.

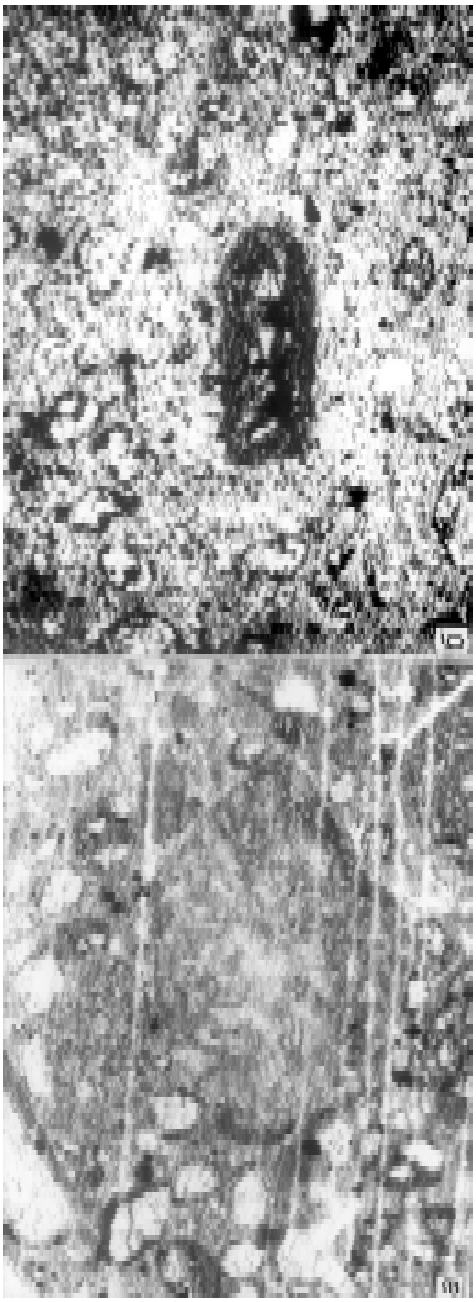


Рис. 2. Характерная структура кимберлита-цемента (*а*) и автолитов (*б*) из кимберлитовой брекчии Кухотсковольского проявления

4. Обломки слюдяных безмикролитовых кимберлитов округлой и неправильной формы размером 0,5–1,5 мм. Структура их реликтово-порфировая. Порфировые вкрапленники представлены псевдоморфозами серпентина и карбоната по оливину, флогопитом и рудными минералами. На флогопит приходится 5–7 %.

5. Обломки базальтоидных безмикролитовых кимберлитов размером до 2–3 см. Они сильно изменены и обогащены рудными минералами. Структура их реликтово-порфировая. Порфировые вкрапленники измененного оливина составляют 60–70 %. Основная масса микрозернистая, карбонатного или хлорит-серпентинового состава.

6. Обломки кимберлитов более ранних генераций с порфировой структурой основной массы серпентин-карбонатного или карбонатного состава. Они несколько обогащены флогопитом, перовскитом и рудными минералами.

В слабослюдистых разновидностях кимберлитов флогопит развит обычно в основной массе и редко образует микровкрапленники. В шлифах он красновато-розовый, ино-

гда плеохроирует красноватым цветом. Схема абсорбции, как правило, прямая, но в единичных зернах красноватого цвета она выражена нечетко и подобна таковой тетраферрифлогопита. По данным микрозондового анализа, все флогопиты высокомагнезиальные (*mg* = 0,88–0,92), с повышенным или умеренным содержанием титана. Выделяются две их разновидности: а — с высоким содержанием Al_2O_3 (14,4 %) и TiO_2 (3,5–3,8 %); б — с более низким содержанием Al_2O_3 (12,5–12,7) и TiO_2 (2,1–3,0). В некоторых флогопитах второй разновидности при кристаллохимических расчетах обнаруживается дефицит Si и Al для заполнения тетраэдрических позиций. Этим, видимо, и обусловлен красноватый "тетраферрифлогопитовый" эффект их плеохроизма. Железистость флогопитов первой разновидности 11–12, второй — 9–13 %. Содержание MgO составляет 22,6–23,8 и 21,6–22,3 % соответственно. В то же время по количеству Cr_2O_3 (0,2–1,5 %) они существенно не различаются. Можно предположить, что флогопиты первой разновидности более ранние и более высокотемпературные, чем второй.

Магнетит из основной массы кимберлита характеризуется повышенным содержанием Cr_2O_3 (до 5,6 %) и MgO (до 4,2 %). Расчетным путем в нем установлено до 23,5 мол. % магнезиоферритового компонента и до 8,4 мол. % хромитового. Эти особенности состава свидетельствуют о том, что кристаллизация магнетита происходила в высокомагнезиальной среде при высокой температуре и повышенной фугитивности кислорода, то есть на магматической стадии образования кимберлита. Что же касается магнетита, встречающегося часто в псевдоморфозах по оливину, то он представлен почти стехиометрически чистой разновидностью. Образование его связано с более поздними процессами серпентинизации.

Химический состав собственно кимберлита-цемента из кимберлитовой брекчии Кухотсковольского проявления приведен в табл. 1. О степени его чистоты (от примеси глубинных и коровых ксенолитов) свидетельствует низкий (1,1–1,3) индекс контаминации, представляющий по [18] отношение $(SiO_2 + Al_2O_3 + Na_2O)/(2K_2O + MgO)$. Для кимберлитов характерно высокое содержание MgO (24,7–29,5 %) и CaO (8,8–12,5 %) и сравнительно низкое TiO_2 (0,4–1,1 %), K_2O (0,3–0,8 %) и P_2O_5 (0,2–0,3 %). По классификации Н. Н. Сарсадских и В. А. Благулькиной [1], они принадлежат в основном к маложелезистым слабощелочным кимберлитам первого и, в меньшей мере, маложелезистым субщелочным кимберлитам второго петрохимических типов. На диаграмме TiO_2—K_2O эти кимберлиты попадают в поле алмазоносных кимберлитов Архангельской провинции (Россия) и кимберлитов группы IA (Южная Африка).

В кимберлитах Кухотсковольского проявления установлено повышенное содержание когерентных (Cr, Ni, Co) и некогерентных (Nb, Zr, Ta, РЗЭ, Ba, Sr, Th) элементов-примесей [12]. Отношения индикаторных элементов составляют: Ce/Y — 13,0–13,4; La/Nb — 0,5–0,6; Zr/Nb — 0,7; Ce/Sr — 0,2; Ba/Rb — 35–48; U/Th — 0,2–0,3. По значению большинства этих отношений изученные кимберлиты наиболее близки к кимберлитам группы IA (Южная Африка), для которых Ce/Y, La/Nb и Zr/Nb составляют в среднем 11,0; 0,56 и 0,9 соот-

Таблица 1. **Химический состав (%) и элементы-примеси (г/т) кимберлитов Кухотсковольского проявления**

Компонент	1	2	3	Элемент	1	2	Элемент	1	2
SiO_2	30,03	31,40	30,64	Ba	1103,5	635,4	Pr	10,32	12,33
TiO_2	1,15	0,87	0,40	Co	99,2	68,2	Nd	35,7	44,1
Al_2O_3	3,95	4,47	1,82	Cs	0,4	1,1	Sm	5,0	6,4
Cr_2O_3	0,12	0,12	0,09	Ga	2,3	3	Eu	1,12	1,37
Fe_2O_3	3,72	2,49	3,21	Hf	2,7	2,3	Gd	3,46	3,72
FeO	2,58	2,58	2,58	Nb	130	116	Tb	0,43	0,43
MnO	0,08	0,04	0,05	Rb	22,7	18,2	Dy	1,93	2,2
MgO	24,70	29,50	29,25	Sr	445	526,2	Ho	0,28	0,28
CaO	12,49	8,78	10,36	Ta	7,9	6,9	Er	0,63	0,8
Na_2O	0,05	0,05	0,05	Th	11	10,1	Yb	0,56	0,66
K_2O	0,35	0,80	0,30	U	3,1	2,4	Lu	0,07	0,09
P_2O_5	0,33	0,22	0,22	V	111	91			
H_2O	1,28	1,00	0,40	Zr	97	82,8			
CO_2	10,65	9,10	12,15	Y	8,3	8,9			
П. п. п.	8,38	8,77	8,60	La	68,2	71,2			
Сумма	99,86	100,19	100,12	Ce	108,3	118,8			

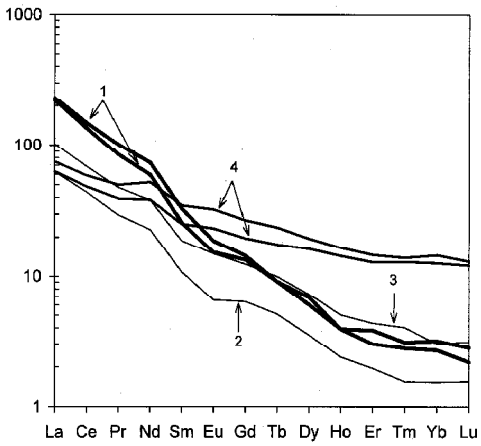


Рис. 3. Распределение РЗЭ (нормированное по хондриту) в кимберлитах Кухотсковольского проявления (*1*), трубок им. В. Гриба (*2*) и Пионерская (*3*), а также в базальтах нижнего венда центральной части Припятского вала (*4*)

ветственно [23]. По сравнению с алмазоносными кимберлитами трубок им. В. Гриба, Ломоносовская, Карпинского и Пионерская Архангельской провинции [2], кимберлиты Кухотсковольского проявления значительно богаче Nb, Ta, Th, U, Ba, Sr и РЗЭ, но несколько беднее Cr, Ni, Y, Rb.

Распределение РЗЭ в кимберлитах трубок им. В. Гриба, Пионерской и кухотсковольских показано на рис. 3. Общая для них особенность — сравнительно высокое содержание РЗЭ и преобладание легких лантаноидов над тяжелыми (отношения La/Yb равны 60, 50 и 63–128 соответственно). При этом уровень концентрации и степень фракционирования РЗЭ в кимберлитах Кухотсковольского проявления значительно выше, чем в кимберлитах трубок им. В. Гриба и Пионерская. На том же рисунке приведены спектры распределения РЗЭ в базальтах траппповой формации нижнего венда центральной части Припятского вала. Сопоставление их с таковыми кимберлитов этого района показывает существенные различия между ними. Для базальтов характерно более низкое содержание РЗЭ и близкий к хондритовому тип их распределения. Кроме того, в них значимо больше тяжелых и меньше легких лантаноидов, чем в кимберлитах Кухотсковольского проявления. По концентрации легких РЗЭ они близки к кимберлитам трубок им. В. Гриба и Пионерская. Отношение La/Yb в базальтах составляет всего лишь 7,3–7,4, что указывает на очень низкую степень фракционирования РЗЭ и слабую дифференциацию исходных базальтовых магм. На спектрах РЗЭ достаточно отчетливо видно, что и в базальтах, и в кимберлитах содержание Nd выше по сравнению с Sm. Г. Фор и другие исследователи рассматривают это как одно из доказательств образования пород в результате частичного плавления субстрата верхней мантии. В нашем случае базальтовая магма выплавлялась из деплетированного пиропсодержащего лерцолита без существенного привноса флюидами некогерентных элементов, а кимберлитовая — при значительном влиянии высокотемпературного мантийного метасоматоза. Частичное плавление и глубинный метасоматоз — важнейшие процессы, предопределившие специфику кимберлитов этого региона.

Таким образом, кимберлиты Кухотсковольского проявления представляют собой эруптивную брекчию с базальтоидным типом цемента. Характерные особенности их таковы: брекчиевая текстура, обусловленная наличием обломков мантийных и коровых пород и продуктов их дезинтеграции; преимущественно автолитовая текстура и порфировая структура цемента; низкое содержание флогопита в составе основной массы и среди порфировых вкрапленников; сравнительно высокая встречаемость ксенокристаллов оливинов, пиропов и пикроильменитов и низкая — хромшпинелидов и хромдиопсидов; наличие признаков термального воздействия кимберлитового расплава на обломки осадочных карбонатных пород; сильное изменение кимберлитов поздне- и постмагматическими процессами.

Обнаруженные обломки кимберлитов в тектонической брекчии гетерогенного состава в районе с. Кухотская Воля — продукты разрушения еще не выявленной кимберлитовой трубки. Форма обломков кимберлитов, находки в тектонической брекчии пиропов с реликтами келифитовых кайм, отсутствие на зернах пиропа и пикроильменита следов механического износа указывают на удаленность трубки от брекчиепроявления не более чем на 1,0–1,5 км.

Серховское проявление расположено в 20 км южнее от Кухотсковольского и приурочено к Бельской зоне разломов субширотного простирания. В пределах зоны в окрестностях с. Серхов Волынской области выявлены брекчии гетерогенного состава. Вмещающими для них являются туфы и базальты волынской серии нижнего венда, а также

песчаники полесской серии среднего-верхнего рифея. В этих брекчиях в 1978 г. Б. И. Власовым, В. Ф. Судовцевым, Б. Я. Воловник найдены более 50 обломков кимберлитов и свыше 20 зерен пиропа размером до 3 мм. Обломки кимберлитов неправильной формы, края их сглажены, цвет зеленовато-серый (рис. 1, *г*). По текстурно-структурным особенностям эти кимберлиты близки к кимберлитовым брекчиям автолитового типа. В них автолиты часто преобладают над связующей массой, на которую приходится 15–20 % объема породы. Автолиты размером до 2,5 мм имеют округлую и эллипсовидную форму и сложены кимберлитом базальтоидного типа. Структура кимберлита порфировидная, вкрапленники представлены хлорит-серпентиновыми псевдоморфозами по оливину. Основная масса состоит преимущественно из замещенного серпентином и карбонатом оливина и микролитов пироксена. Есть также автолиты, в основной массе которых микролиты пироксена преобладают. В ядерных частях таких автолитов часто находятся зерна серпентинизированного оливина.

Помимо автолитов в кимберлитовой брекчии иногда присутствуют обломки кимберлитов базальтоидного облика. Порфировые вкрапленники, составляющие до 40 %, имеют отчетливые кристаллографические очертания и полностью замещены вторичными минералами. Связующая масса сложена тонкозернистыми агрегатами карбонатов с пылевидными выделениями рудных минералов и редкими чешуйками флогопита.

В кимберлитах найдены также обломки известняков силурийского (?) возраста, аргиллиты валдайской серии венда, ксенокристаллы оливина (полностью изменен), пиропа и пикроильменита. Отмечены единичные ксенолиты змеевиков (?). Змеевики образуют обломки неправильной формы размером 1,0–2,5 мм. Тонкозернистая основная масса их сложена агрегатом хлорит-серпентинового состава с незначительной примесью карбонатов и рудных минералов. Карбонаты замещают неясно-призматические или овальные зерна темноцветных минералов и их сростки. Оливин замещен серпентином и карбонатом, при этом карбонат развит как каемка по периферии зерна.

Пироп встречен в виде сравнительно крупных (до 3 мм) зерен с оплавленной поверхностью, их обломков и осколков. На отдельных зернах сохранились реликты келифитовых кайм.

Перекальское проявление приурочено к узлу пересечения субширотного Кухотского и северо-восточного Гирникского разломов. Оно расположено в юго-западной части одноименного опущенного блока и локализовано в зоне разлома, отделяющего этот блок от прилегающего с запада приподнятого блока. Гетерогенные брекчии вскрыты несколькими скважинами, имеют небольшую мощность и прослежены на глубину вплоть до фундамента. По строению и составу они подобны таковым с Кухотсковольского участка и, видимо, одновозрастные с ними. Об этом свидетельствует наличие в верхней части их разреза значительного количества обломков известковистых глин, известняков и доломитов силурийского (?) возраста. При изучении брекчий обломки кимберлитов не были обнаружены, но в процессе обогащения извлечены сравнительно крупные (1–3 мм) индикаторные минералы кимберлитов — пироп (более 10 зерен) и пикроильменит (5 зерен) высокой степени сохранности. Микрозондовый анализ показал, что эти минералы по составу близки либо идентичны одноименным минералам из кимберлитов Кухотсковольского проявления. Поэтому более полная их характеристика по всем проявлениям приводится вместе. Особенности морфологии зерен пиропа, в частности наличие на них реликтов келифитовых кайм, позволяет уверенно говорить о том, что при дальнейших работах в брекчиях Перекальского проявления будут найдены обломки кимберлитов.

Ксенолиты глубинных пород. Как отмечалось выше, мы располагаем очень ограниченным количеством обломков кимберлитов небольших размеров. Тем не менее, в кимберлитах Кухотсковольского проявления обнаружены единичные ксенолиты, несомненно, мантийных пород: эклогитов, оливиновых слюдитов, пироповых и ильменитовых перидотитов. К сожалению, из-за малых размеров ксенолитов (до 1 см) и сильного изменения пород детально изучить их не удалось.

Ксенолиты перидотитов различаются по структуре и составу. Один из них сложен оливином и ортопироксеном (примерно в равных количествах), примесь клинопироксена невелика. Встречены также идиоморфные зерна хромшпинелидов и апатита. Оливин полностью замещен серпентином, а ортопироксен — тонкозернистым агрегатом сер-

пентин-антофиллитового состава. Ортопироксен несколько крупнее оливина и по сравнению с ним менее идиоморфен. По минеральному составу этот перидотит соответствует лерцолиту с низким содержанием клинопироксена.

Кимберлит, окружающий этот ксенолит, зонален. Структура его непосредственно у контакта порфировая. Порфировые вкрапленники сложены псевдоморфозами серпентина и карбоната по оливину, рудными минералами и редкими зернами монтичеллитоподобного минерала. Основная масса тонкозернистая и состоит из агрегатов хлорита, серпентина и продуктов изменения стекловатой массы. Ширина зоны изменяется от 0,2–0,4 до 1–1,5 мм. Вторая зона — кимберлит с флюидальной текстурой, обогащенный флогопитом (до 25–30 %). Основная масса микрозернистая, серпентин-карбонатного состава. Содержание рудных минералов в ней местами достигает 5 %. Третья, наиболее широкая зона представляет собой порфировый кимберлит базальтоидного типа, в котором отмечаются единичные чешуйки флогопита и автолиты более ранних кимберлитов.

Второй ксенолит — перидотит с содержанием ильменита до 10 %. Ильменит представлен магнезиальной разновидностью (MgO ~ 8 %), обогащенной хромом (Cr_2O_3 до 1,5 %).

Ксенолит слюдита сложен флогопитом (70–75 %) и оливином, псевдоморфно замещенным серпентином. Структура породы порфировидная, основной массы — панидиоморфнозернистая. Вкрапленники размером 0,6–1,2 мм образованы флогопитом и оливином. Основная масса того же состава, но размер зерен не превышает 0,1–0,2 мм. Иногда в ней развиты мелкие выделения рудного минерала.

Ксенолиты эклогитов — средне- и крупнозернистые породы гранат-пироксенового состава. Пироксен полностью замещен вторичными минералами, а гранат — свежий. В одном ксенолите предполагается наличие измененного оливина. В протолочных пробах присутствуют апатит, рутил, ильменит и графит. Имея в целом аналогичный минеральный состав, эклогиты существенно различны по содержанию, химическому составу и физическим свойствам гранатов и рутилов. Выделены два типа эклогитов — магнезиально-железистые и магнезиальные [16]. Содержание граната в первых 45–50, во вторых — 55–60 %.

В магнезиально-железистом эклогите гранат образует кристаллы ромбо-додекаэдрического габитуса размером до 1 мм. Цвет его темно-оранжевый с красноватым оттенком. Он содержит, %: SiO_2 — 40,1–40,5; Al_2O_3 — 22,6–22,7; FeO — 21,6–22,8; MgO — 9,2–9,8; CaO — 5,7–5,8; TiO_2 — 0,09–0,12; Cr_2O_3 < 0,05. Железистость — 55–58 %. Компонентный состав граната, мол. %: пироп — 34,0–36,6; альмандин — 45,4–47,6; гроссуляр — 15,3–15,4; спессартин — 1,0–1,1. Он подобен гранатам из ксенолитов Mg-Fe эклогитов в кимберлитах.

Рутил образует мелкие (до 0,25 мм) удлиненно-призматические зерна вишнево-бурого, смоляно-красного и почти черного цвета. Иногда окраска их пятнистая. В смоляно-красном рутиле определены, %: TiO_2 — 97,70; $A1_2O_3$ — 0,09; Cr_2O_3 — 0,03; FeO — 0,40; Nb_2O_5 — 0,72; ZrO_2 — 0,39; MgO, MnO, Ta_2O_5 — следы. Обращает на себя внимание повышенное содержание Nb_2O_5 и ZrO_2. Экспериментальными работами установлено, что растворимость железа в рутиле повышается с увеличением температуры. В интервале 1000–1300 °С она возрастает с 1 до 3 % в пересчете на Fe_2O_3. В изученном рутиле Fe_2O_3 составляет около 0,4 %. На этом основании можно предположить, что он образовался при температуре менее 1000 °С.

Апатит встречается редко в виде мелких (< 0,15 мм) бесцветных короткопризматических кристаллов. Он содержит включения рудных минералов.

Графит образует гексагональные чешуйчатые и таблитчатые выделения размером 0,2–0,4 мм. Взаимоотношения его с другими минералами не ясны.

Амфиболы представлены новообразованными минералами из группы роговых обманок. Они встречаются исключительно редко на границе зерен пироксена и граната.

В магнезиальном эклогите гранат образует неправильные зерна розовато-желтого цвета с оранжевым оттенком. По сравнению с гранатом из магнезиально-железистого эклогита он более магнезиальный (MgO — 13,2 %) и менее кальциевый (CaO — 3,5 %). Железистость его 45,9 %. В нем преобладает пироповый компонент (48,6), а альмандиновый и гроссуляровый составляют 40,6 и 9,0 мол. % соответственно. По химическому составу он близок к гранатам из ксенолитов магнезиальных эклогитов в кимберлитах.

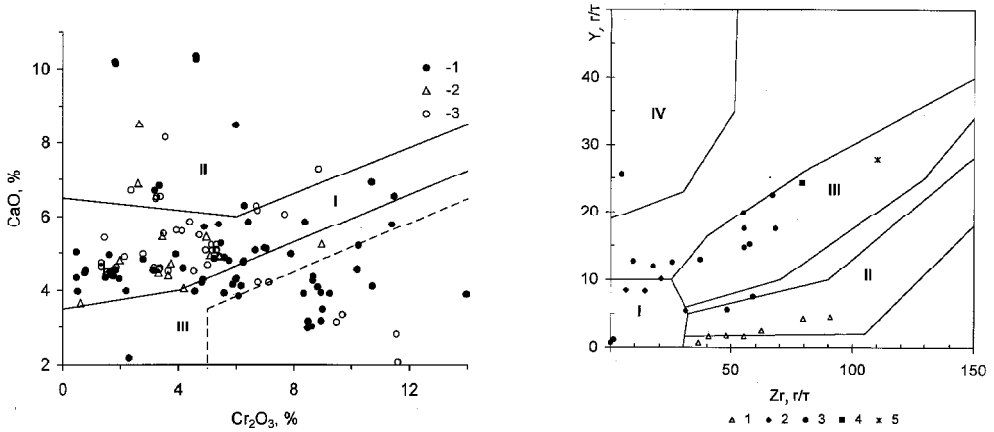


Рис. 4. Диаграмма CaO — Cr_2O_3 для пиропов из кимберлитов центральной части Припятского вала. *Поля состава пиропов*, по Н. В. Соболеву: *I* — лерцолитового типа, *II* — верлитового, *III* — дунит-гарцбургитового. Прерывистой линией ограничено поле состава пиропов алмазной ассоциации. *Проявления кимберлитов*: *1* — Кухотсковольское, *2* — Перекальское, *3* — Серховское

Рис. 5. Диаграмма Y — Zr для пиропов из кимберлитов центральной части Припятского вала. *Поля состава пиропов*, по В. Л. Гриффину и К. Д. Райан [20]: *I* — деплетированных (низкоиттриевых), *II* — испытавших низкотемпературный (900–1100 °С) метасоматоз флогопитового типа, *III* — испытавших высокотемпературный (> 1100 °С) метасоматоз и частичное плавление, *IV* — низкотемпературных из области стабильности графита. *Пиропы из разных типов пород верхней мантии* (здесь и на рис. 6): *1* — дунитов и гарцбургитов, *2* — верлитов, *3* — лерцолитов полнокристаллических, *4* — лерцолитов полнокристаллических пикроильменитсодержащих, *5* — лерцолитов порфировидных

В этом эклогите установлены единичные зерна ильменита, содержащего 1,8–2,3 % MgO, до 0,6 MnO и меньше 0,1 $A1_2O_3$ и Cr_2O_3. По составу этот ильменит существенно отличается от ильменита из ксенолита перидотита и ксенокристаллов ильменита из кимберлита.

Рутил редко встречается в виде слабо удлиненных неясно-призматических зерен вишнево-бурого и смоляно-красного цвета. Размер их не превышает 0,15 мм. Состав смоляно-красного рутила, %: TiO_2 — 98,36; Cr_2O_3 — 0,05; FeO — 0,10; Nb_2O_5 — 0,16; $A1_2O_3$, MgO, MnO и Ta_2O_5 — следы. Некоторое занижение суммы связано с тем, что не определялся ZrO_2. От рутила из магнезиально-железистого эклогита смоляно-красный рутил отличается меньшим содержанием Nb_2O_5 и более низкими температурами образования.

Графит обнаружен в виде единичных чешуек размером 0,3–0,4 мм.

Особенности состава гранатов и других минералов из изученных ксенолитов магнезиальных и магнезиально-железистых эклогитов указывают на их образование в условиях графит-пироповой фации.

Ксенокристаллы минералов глубинных парагенезисов. Важнейшим ксеногенным минералом кимберлитов Кухотсковольского и других проявлений является оливин, однако он полностью изменен и замещен серпентином и карбонатом. Сравнительно часто в кимберлитах отмечаются ксенокристаллы пиропов и пикроильменитов и редко — хромшпинелидов и хромдиопсидов. Есть также находки рутила и циркона. Помимо кимберлитов, эти глубинные минералы иногда содержатся и во вмещающих обломки кимберлитов брекчиях гетерогенного состава.

П и р о п — один из наиболее распространенных минералов изученных кимберлитов. Нами и другими исследователями [8, 13] установлено, что материнскими для него были разные типы глубинных (верхнемантийных) пород: дуниты, гарцбургиты, верлиты, лерцолиты и пироксениты (табл. 2, рис. 4).

Пиропы дунитового и гарцбургитового типов характеризуются высокой хромистостью (Cr_2O_3 — 5–14 %) при низкой кальциевости (CaO — 2,0–5,5) и титанистости (TiO_2 < < 0,1). В них определены такие элементы-примеси, г/т: Sc — 200–225; Ni — 51–67; Y — < 5; Ga — < 5; Zr — 36–91. Пиропы сильно деплетированы Y и Ga и обогащены Zr (рис. 5, 6). Повышенное содержание Zr свидетельствует о том, что до попадания в кимберлит они испытывали метасоматоз с привносом циркония. Судя по концентрации Ni, температура равновесия (T_{Ni})* их составляла 1070–1180 °С. Пиропы содержат от 10 до 30 мол. % кнор-

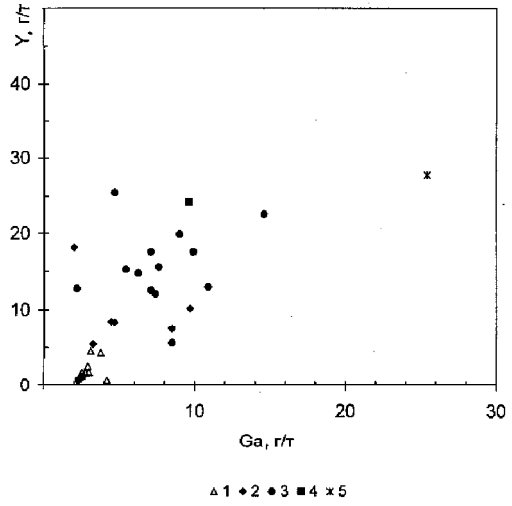


Рис. 6. Диаграмма Y — Ga для пиропов из кимберлитов центральной части Припятского вала

рингитового компонента. Это, с учетом экспериментальных данных [6, 7], позволяет предполагать, что образование их происходило при давлении от 30 до 55 кбар, т. е. в условиях графит-пироповой и алмаз-пироповой фаций глубинности.

Пиропы верлитового типа отличаются от дунит-гарцбургитовых более низким содержанием Cr_2O_3 (2–6 %) и высоким CaO (6,5–10,0 %). Они обогащены уваровитовым и гроссуляровым компонентами (до 16 мол. %), тогда как пиропы дунит-гарцбургитового типа — кнорринговым. По содержанию элементов-примесей пиропы верлитового типа подразделяются на три разновидности. В *первой* разновидности установлены, г/т: Ti — 540–555; V — 125–138; Sc — 110–115; Co — 28–30; Ni — 20–28; Ga — 3–5; Sr — 0,7–0,8; Y — 3,2–4,7; Zr — 6–31; Nb — 0,3–0,4; Hf — 0,2–0,3; Th — 0,04–0,08; U — 0,03–0,04; РЗЭ — 9,7–10,5. При этом тяжелые лантаноиды преобладают над легкими (рис. 7, *а*). Для *второй* разновидности характерно низкое содержание Ni (18 г/т) и Ga (2), высокое Zr (161), а также повышенное содержание, близкий к хондритовому тип распределения тяжелых лантаноидов и сильное истощение легкими лантаноидами (рис. 7, *б*). Концентрация других элементов в них примерно такая же, как первой разновидности. Пиропы *третьей* разновидности близки к пиропам первой по содержанию Ti, V, Sc, Y, но по сравнению с ними имеют значительно более высокое содержание Ni (188 г/т), Sr (11,8), Nb (1,2), Th (8,4) и РЗЭ (97). Среди РЗЭ количественно резко преобладают легкие лантаноиды (рис. 7, *в*), особенно Nd (67 г/т) и Ce (15). По концентрации тяжелых лантаноидов они занимают промежуточное положение между первой и второй разновидностями. Судя по распределению элементов-примесей, пиропы верлитового типа существенно отличаются между собой по условиям образования и степени метасоматической переработки. T_{Ni} составляет для первой разновидности 890–900 °С, для второй — 800, для третьей — 1510. Наиболее отчетливые признаки высокотемпературного метасоматоза имеют пиропы третьей разновидности.

Пиропы лерцолитового типа развиты в изученных кимберлитах сравнительно широко. Среди них есть разновидности, свойственные полнокристаллическим и порфировидным, а также ильменитсодержащим лерцолитам.

Пиропы парагенезиса порфировидных лерцолитов содержат 4–6 % Cr_2O_3 и до 1,3 — TiO_2. Они значительно обогащены, г/т: Ni — 110; Co — 32; V — 243; Sc — 116; Ga — 25; Zr — 100; Y — 27,8; Sr — 13,4; Nb — 2,2; Hf — 2,7; Th — 1,4; U — 0,27 и РЗЭ — 28,5. Легкие и тяжелые лантаноиды находятся в них примерно в равном количестве, а тип их распределения близок к хондритовому (рис. 7, *г*). Эти пиропы представляют собой, видимо, реликты неистощенной астеносферной мантии. T_{Ni} их более 1380 °С.

Пиропы парагенезиса ильменитовых лерцолитов обычно низкохромистые (Cr_2O_3 меньше 1,5 %), с повышенным содержанием железа (FeO — 9,2) и титана (TiO_2 — до 1). В них установлены такие элементы-примеси, г/т: Ni — 105; Co — 44,7; V — 204; Sc — 79; Zr — 78,8; Y — 24,3; Sr — 0,76; Nb — 0,38; Ga — 9,6; Hf — 2,0; РЗЭ — 18,2. Среди РЗЭ тяжелые лантаноиды преобладают над легкими и имеют близкий к хондритовому тип распределения (рис. 7, *д*). T_{Ni} = 1350 °С. Пиропы этого типа метасоматизированы, о чем свидетельствует повышенное содержание в них некогерентных элементов.

Пиропы парагенезиса полнокристаллических лерцолитов имеют широко варьирую-

*Здесь и далее температура равновесия рассчитана по методике В. Л. Гриффина и др. [19].

щий состав. Среди них преобладают низко- и среднехромистые разновидности (Cr_2O_3 — 1,7–6,7 %), близкие к таковым из лерцолитов с умеренным и повышенным содержанием клинопироксена. Элементы-примеси содержатся в таких количествах, г/т: Ti — 60–3800; Sc — 80–215; V — 90–265; Co — 27–36; Ni — 10–64; Ga — 2–10; Sr — до 1,5; Y — 0,7–25,5; Zr — 1–182; Nb — до 1,1; Hf — до 1,7; Th — до 0,3; U — до 0,06; РЗЭ — 4–15. Судя по этим данным, пиропы лерцолитового типа деплетированы и метасоматизированы в разной степени. Для наиболее деплетированных разновидностей их характерно повышенное содержание Cr_2O_3 (6,7 %) и CaO (6,2 %), очень низкое — Ti, Zr, Y, Ga, Nb и других некогерентных элементов, а также своеобразный тип распределения РЗЭ — наличие двух минимумов: в области легких и тяжелых лантаноидов (рис. 7, *е*). Подобный "синусоидальный" тип распределения РЗЭ имеют пиропы из ксенолитов низкотемпературных перидотитов из трубки Удачная (Россия) и некоторых трубок Южной Африки [17]. Температура равновесия изученных нами сильно деплетированных пиропов лерцолитового типа составляла около 790 °С. Высокотемпературные (900–1180 °С) разновидности пиропов лерцолитового типа по сравнению с низкотемпературными, как правило, больше обогащены Ti (TiO_2 — 0,3–0,7 %), Zr (до 68 г/т), Y (до 15–20 г/т), Nb (до 1,1 г/т) и РЗЭ (до 15 г/т). В них тяжелые лантаноиды заметно преобладают над легкими и имеют хондритовый тип распределения (рис. 7, *ж — и*). Пиропы из полнокристаллических лерцолитов в большинстве своем образовались при давлении менее 30 кбар, т. е. в области стабильности графита.

Таблица 2. **Представительные химические анализы пиропов из кимберлитов Припятского вала, %**

Номер анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	*Сумма*
1	42,41	0,08	23,80	0,50	7,77	0,24	0,27	21,24	3,98	100,29
2	41,33	1,09	20,79	0,77	8,73	2,85	0,09	20,06	4,54	100,25
3	41,85	0,48	21,60	1,46	5,15	2,62	0,10	22,24	4,35	99,85
4	42,08	0,46	21,83	1,71	5,56	2,15	0,08	22,13	4,40	100,40
5	40,18	0,05	20,77	1,79	4,58	3,67	0,47	18,21	10,20	99,92
6	42,07	0,66	22,07	1,94	7,50	—	0,23	20,50	4,32	99,29
7	41,60	0,00	15,07	12,28	5,71	0,75	0,15	23,04	2,18	100,78
8	41,54	0,06	21,15	2,34	4,10	3,63	0,13	20,27	6,72	99,94
9	40,41	0,55	21,30	2,63	2,43	4,20	0,48	20,63	8,52	101,15
10	42,41	0,75	20,42	2,77	9,85	—	0,40	19,13	4,83	100,56
11	41,84	0,03	21,94	3,16	7,26	—	0,49	17,52	6,71	98,95
12	40,93	0,03	21,70	3,32	6,58	0,79	0,45	18,61	6,84	99,25
13	40,47	0,06	21,14	4,59	6,64	1,39	0,59	15,68	10,35	100,91
14	38,21	0,52	20,24	5,46	2,43	4,97	0,42	22,99	5,27	100,51
15	41,95	0,00	18,98	5,57	5,85	1,25	0,45	21,40	3,93	99,38
16	41,43	0,02	19,19	5,87	4,74	2,54	0,07	22,11	4,16	100,13
17	41,42	0,97	18,18	5,98	3,78	0,93	0,35	19,30	8,49	99,40
18	42,00	0,07	19,25	6,00	5,85	1,19	0,15	21,73	4,33	100,57
19	42,23	0,14	19,78	6,07	6,79	—	0,27	19,30	3,85	98,43
20*	41,00	0,25	18,00	6,27	8,10	0,42	0,27	18,40	6,30	99,01
21	41,73	0,04	18,94	6,41	7,51	—	0,42	18,65	5,86	99,56
22	41,41	0,00	17,27	8,33	5,14	2,02	0,22	21,95	3,92	100,26
23	40,43	0,00	16,94	8,37	4,73	2,80	0,24	19,45	5,86	98,82
24	40,12	0,00	17,25	8,47	5,04	1,91	0,45	22,37	2,99	98,60
25	40,78	0,00	17,10	8,49	5,05	1,83	0,15	22,15	3,18	98,73
26	42,36	0,04	16,91	8,62	7,01	—	0,41	21,29	3,03	99,67
27	40,97	0,07	17,54	8,82	6,92	—	0,36	20,51	4,09	99,28
28	41,38	0,13	17,59	8,85	7,33	—	0,34	17,62	7,30	100,54
29	42,07	0,00	17,18	8,93	6,04	0,81	0,21	21,88	3,94	101,06
30	41,79	0,00	17,24	8,94	6,72	0,53	0,16	21,85	3,19	100,42
31	41,31	0,00	17,60	8,99	4,80	2,02	0,27	22,32	3,50	100,81
32	41,80	0,20	17,32	9,48	7,06	—	0,43	21,24	3,16	100,69
33*	40,79	0,15	14,26	10,23	5,25	3,43	0,50	20,50	5,21	100,32
34	40,78	0,34	15,44	10,68	6,93	—	0,27	18,45	6,94	99,83
35*	40,50	0,05	16,55	10,71	6,78	0,01	0,45	19,18	4,12	98,35
36	40,92	0,62	13,63	11,47	4,50	2,40	0,44	20,01	6,56	100,55
37	41,08	0,02	15,90	11,55	6,69	0,49	0,49	21,51	2,82	100,55
38	41,35	0,12	15,89	11,60	7,09	—	0,36	21,79	2,08	100,28
39*	38,85	0,14	14,78	14,14	7,75	—	0,47	19,81	3,55	99,49

Примечание. Звездочкой обозначены анализы из [10]

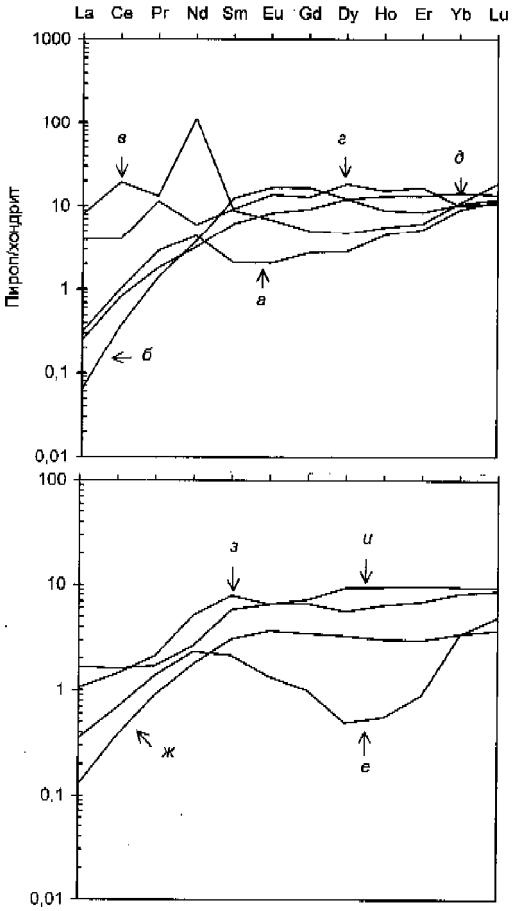


Рис. 7. Распределение РЗЭ в пиропах из кимберлитов центральной части Припятского вала. *Пиропы*: *а – в* — верлитового типа; *г* — порфировидных лерцолитов; *д* — пикроильменитсодержащих лерцолитов; *е – и* — полнокристаллических лерцолитов с различным содержанием клинопироксена

Изредка среди пиропов лерцолитового типа встречаются также высокохромистые (Cr_2O_3 — 10,7 %) разновидности с повышенным содержанием CaO (6,9 %) и TiO_2 (0,34). Они претерпели глубинный метасоматоз и, как следствие, обогащены некогерентными элементами, г/т: Sc — 216; Ga — 14,6; Y — 22,5; Zr — 66,7; РЗЭ — 30. Эти пиропы образовались при давлении более 40 кбар и температуре 1000 °С. Материнскими породами для них были лерцолиты с низким содержанием клинопироксена.

Приведенные данные показывают, что в кимберлитах центральной части Припятского вала развиты пиропы, кристаллизовавшиеся в широком интервале температуры (700–1500 °С) и давления (от 17–20 до 55–60 кбар). По нашим оценкам плотность теплового потока при этом изменялась в пределах 35–45 мВт/м^2, а по данным [9] была близка к 40 мВт/м^2. Пиропы представляют собой продукты дезинтеграции пород верхней мантии перидотитового состава графит- и алмаз-пироповой фаций глубинности. Исходя из температур равновесия пиропов, определенных по Ni-термометру, и содержания Y в них, В. Л. Гриффин и др. [20] предложили способ оценки мощности литосферы в районах развития кимберлитов. Мы использовали этот способ и установили, что во время образования кимберлитов мощность литосферы в пределах центральной части Припятского вала составляла около 200 км. Зарождение кимберлитового расплава происходило в сильно истощенном дунит-гарцбургитовом слое верхней мантии и, частично, в залегающей ниже недеплетированной астеносферной мантии.

Mg-Fe гранаты в виде ксенокристаллов развиты в изученных кимберлитах мало. Судя по содержанию FeO (24–27 %), MgO (6–8) и CaO (6), они имеют гроссуляр-пироп-альмандиновый состав и принадлежат к парагенезису магнезиально-железистых эклогитов. Подобные им гранаты установлены в описанных выше ксенолитах эклогитов из кимберлитов Кухотсковольского проявления.

П и к р о и л ь м е н и т — один из наиболее распространенных ксеногенных минералов изученных кимберлитов. Содержание его в них примерно такое же, как и пиропов. По данным электронно-зондового анализа, химический состав пикроильменита варьирует в значительных пределах, %: TiO_2 — 44–54; FeO — 24–30; Fe_2O_3 — 8–21; MgO — 8–13; Al_2O_3 — 0,1–1,3; MnO — 0,1–0,4; Cr_2O_3 — 0,1–3,6 (табл. 3, рис. 8, 9). Он представляет собой твердый раствор $FeTiO_3$—$MgTiO_3$—Fe_2O_3, в котором гейкилитовый компонент ($MgTiO_3$) составляет 28–40 мол. %, а гематитовый — 5–20. По данным [4], пикроильмениты с содержанием Fe_2O_3 < 10 % относятся к парамагнитным разновидностям, а с содержанием Fe_2O_3 — 10–20 % — к ферримагнитным. Как видно из рис. 8, среди изученных нами пикроильменитов преобладают ферримагнитные разновидности. Наличие в кимберлитах центральной части Припятского вала ксенокристаллов пикроильменитов с разным

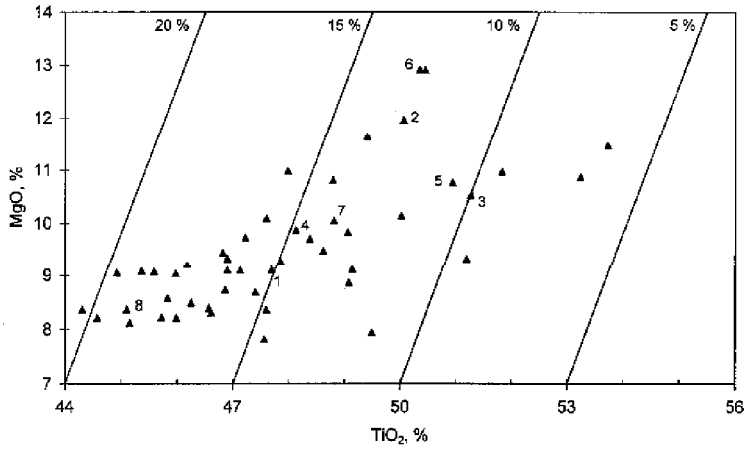


Рис. 8. Соотношение TiO_2 и MgO в пикроильменитах из кимберлитов центральной части Припятского вала. *Косыми линиями* показано содержание примеси Fe_2O_3, отклоняющее составы ильменитов от твердого раствора ильменит—гейкилит; 1–8 (здесь и на рис. 9, 10) номер анализа пикроильменита, элементы-примеси в которых изучены протонно-зондовым методом

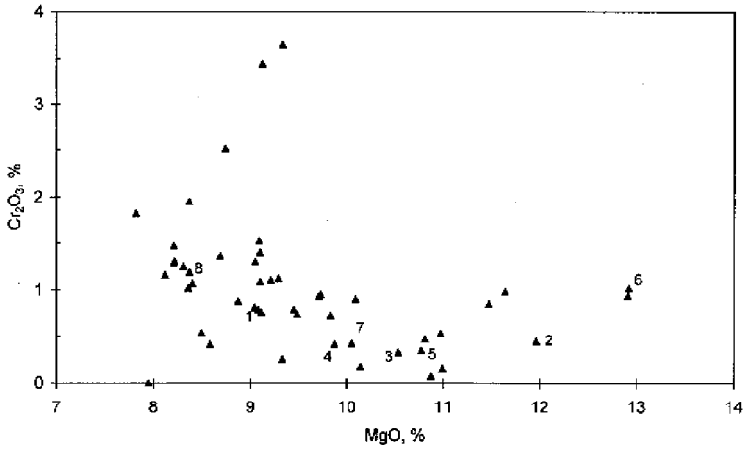


Рис. 9. Диаграмма MgO — Cr_2O_3 для пикроильменитов из кимберлитов центральной части Припятского вала

содержанием гематитового компонента свидетельствует о том, что они образовались в различных окислительно-восстановительных условиях, но преимущественно при повышенной фугитивности кислорода. По содержанию гематитового компонента эти пикроильмениты близки к таковым из кимберлитов Якутской и Архангельской провинций (Россия) и кимберлитов Южной Африки [4, 5, 22]. Среди пикроильменитов имеются малохромистые (Cr_2O_3 < 1 %) и высокохромистые (Cr_2O_3 — 1,0–3,6) разновидности (рис. 9). При этом пикроильмениты с содержанием MgO > 10 % почти всегда малохромистые. Характерной примесью пикроильменитов является Al_2O_3. Согласно экспериментальным данным [21], содержание Al_2O_3 в пикроильмените возрастает с увеличением температуры образования. Судя по содержанию Al_2O_3, кристаллизация пикроильменита происходила в широком диапазоне температуры. Наличие примесей Cr_2O_3 и Al_2O_3 в пикроильмените рассматривается рядом исследователей [21] как свидетельство сосуществования его с пиропом. Это позволяет предполагать, что материнскими породами изученных пикроильменитов были разноглубинные верхнемантийные перидотиты, преимущественно ильменит-пироповые и ильменитовые лерцолиты.

Протонно-зондовым анализом в пикроильменитах из кимберлитов Припятского вала установлены такие когерентные и некогерентные элементы-примеси, г/т: Mn — 228–1828; Sc — 8,6–41,9; V — 186–1324; Co — 17,9–116,5; Ni — 94,9–608,8; Cu — 2,3–36,1; Zn — 18,7–178,7; Ga — 1,9–12,5; Zr — 71,0–818,7; Nb — 186,4–2061,5; Hf — 2,5–30,3; Ta — 21,6–260,2.

Постоянно отмечается также Pb, содержание которого иногда достигает 14,7 г/т. Для сравнения отметим, что в пикроильменитах из кимберлитов Южной Африки элементы-примеси содержатся в количествах, г/т: Nb — 200–2000; Zr — 150 – 1400; Ni — 100–600; Zn — 70–150; Ta — 30–1050; Cu — до 40 [5, 22].

Рис. 10 иллюстрирует зависимость содержания важнейших элементов-примесей в пикроильменитах из кимберлитов Припятского вала. Из него следует, что между содержанием в пикроильмените Ni и Co существует положительная корреляция, а между Ni и Cr — в большинстве случаев отрицательная. Отчетливая положительная корреляция имеется также между количеством Nb и Zr, Nb и Ta, Nb и Hf. Такой же корреляционный тренд характерен для Nb и Ga, Nb и Mn, Nb и V. В большинстве пикроильменитов прослеживается достаточно устойчивая положительная корреляция между количеством Nb и Zn, Nb и Ni, Nb и Cr, Mn и V. Следует подчеркнуть, что среди некогерентных элементов-примесей в пикроильменитах ведущую роль играет Nb. Отношения составляют: Nb/Zr = 1,5–2,8; Nb/Ta = 8,0–9,2; Zr/Hf = 22–35, т. е. примерно такие же, как и в пикроильменитах из кимберлитов Южной Африки.

По содержанию и соотношению некогерентных элементов пикроильмениты из кимберлитов центральной части Припятского вала во многом подобны к мегакристаллам пикроильменита из кимберлитов трубки Монастери (Южная Африка). На диаграмме Nb — Zr они в большинстве своем попадают в поле пикроильменитов группы 1 из этой трубки, наименее обогащенных Nb и Zr и содержащих 8–10 % MgO. По данным [5, 22], такие пикроильмениты в трубке Монастери встречаются в ассоциации оливин + ортопироксен + клинопироксен + пироп. Температура образования их составляет 1130–1280 °C. Можно предположить, что пикроильмениты из кимберлитов Припятского вала образовались при такой же или более высокой температуре, что в целом согласуется с повышенным содержанием в них Al_2O_3. О возможном парагенезисе их с пиропом свидетельствует

Таблица 3. **Представительные микрозондовые анализы пикроильменита из кимберлитов Кухотсковольского проявления, %**

Номер анализа	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	*Сумма*
1	49,06	0,59	0,72	13,06	26,37	0,09	9,83	99,72
2	46,86	0,51	2,52	13,80	26,32	0,12	8,74	98,87
3	46,18	0,43	1,11	18,63	24,89	0,09	9,21	100,54
4	51,19	0,48	0,25	8,83	29,17	0,11	9,33	99,36
5	45,99	0,44	1,47	17,53	26,48	0,13	8,21	100,25
6	50,02	0,33	0,17	12,73	26,56	0,20	10,14	100,15
7	45,16	0,15	1,16	18,11	25,86	0,17	8,12	98,73
8	46,25	0,54	0,54	18,70	26,18	0,16	8,49	100,86
9	44,93	0,45	1,30	21,10	23,99	0,15	9,05	100,97
10	47,60	0,61	0,90	17,09	24,51	0,17	10,09	100,97
11	46,90	0,39	3,65	15,03	25,19	0,22	9,33	100,71
12	44,31	0,39	1,95	20,81	24,62	0,19	8,37	100,64
13	47,22	0,57	0,95	16,87	24,83	0,15	9,73	100,32
14	46,57	0,40	1,07	16,68	26,63	0,16	8,40	99,91
15	45,73	0,50	1,30	18,15	26,18	0,18	8,22	100,26
16	47,85	0,58	1,12	15,22	26,17	0,17	9,29	100,40
17	46,90	0,57	1,09	16,83	25,70	0,13	9,10	100,32
18	44,58	0,36	1,29	20,40	25,19	0,15	8,21	100,18
19	45,83	0,57	0,41	19,36	25,67	0,13	8,58	100,55
20	46,82	0,56	0,79	17,83	24,96	0,16	9,45	100,57
21	51,83	0,43	0,53	9,70	26,83	0,22	10,97	100,51
22	47,56	0,51	1,82	13,16	28,39	0,43	7,82	99,69
23	49,08	0,51	0,88	11,64	27,88	0,44	8,87	99,30
24	47,40	0,50	1,36	14,64	26,93	0,20	8,69	99,72
25	47,60	0,57	1,02	13,76	27,62	0,28	8,36	99,21
26	47,69	0,54	0,76	15,45	26,58	0,06	9,11	100,19
27	50,06	0,82	0,44	12,53	23,52	0,17	11,96	99,50
28	51,27	0,64	0,32	9,86	27,20	0,13	10,53	99,95
29	48,13	0,56	0,41	14,54	25,56	0,12	9,87	99,19
30	50,94	0,52	0,34	11,50	25,80	0,10	10,77	99,97
31	50,35	1,28	1,02	11,24	22,03	0,21	12,92	99,05
32	48,81	0,53	0,42	13,41	25,85	0,12	10,05	99,19
33	45,11	0,52	1,19	19,28	25,51	0,13	8,37	100,11
34	47,98	0,77	0,15	7,59	31,47	0,13	10,99	99,08

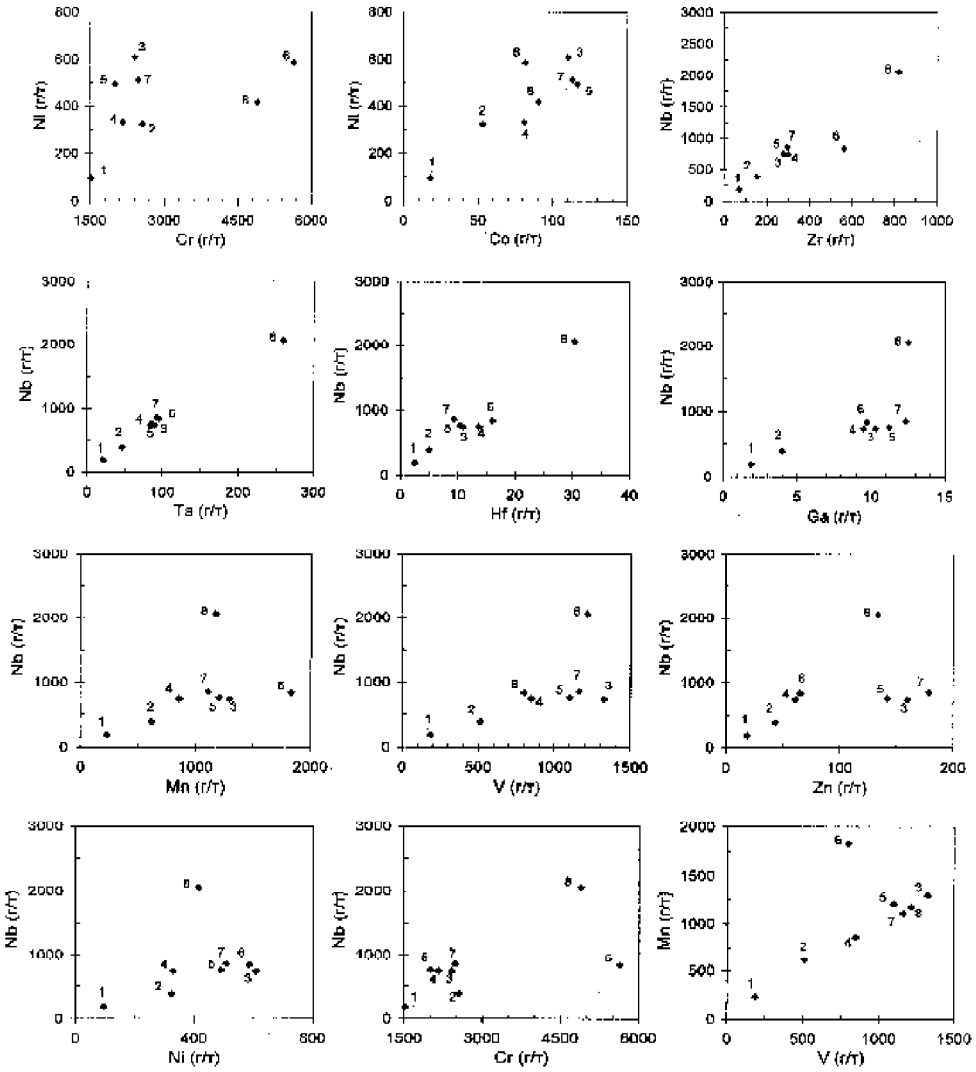


Рис. 10. Корреляционная зависимость между элементами-примесями в пикроильменитах из кимберлитов центральной части Припятского вала

наличие в изученных кимберлитах характерного для пироп-пикроильменитовых лерцолитов низкохромистого пиропа, обогащенного титаном. Температура равновесия его (определена с помощью Ni-термометра) составляла 1350 °С.

Несколько обособленное положение на диаграмме Nb — Zr занимает наиболее обогащенная этими элементами разновидность пикроильменита из кимберлитов Припятского вала. Он попадает в поле мегакристаллов пикроильменита группы 2 из кимберлитов трубки Монастери, ассоциирующего с железистым оливином и цирконом и образовавшегося при температуре менее 1100 °С.

Обогащение пикроильменита из кимберлитов трубки Монастери некогерентными элементами Р. О. Мур и др. [22] объясняют фракционной кристаллизацией магмы пикритового состава в верхней мантии, а содержание Nb в пикроильмените рассматривают как показатель степени ее фракционирования. К подобному выводу пришли также В. Л. Гриффин и др. [5] на основании изучения элементов-примесей в мегакристах магнезиальных ильменитов из 15 кимберлитовых трубок Южной Африки. Пикроильмениты из кимберлитов Припятского вала и Южной Африки обнаруживают значительное сходство по содержанию и соотношению многих элементов-примесей. Вместе с тем они имеют и существенные различия. В частности, пикроильмениты из кимберлитов Южной Африки ха-

рактеризуются наличием корреляции между MgO и Nb, Al_2O_3 и Nb, Al_2O_3 и Ga, Fe_2O_3 и Nb, тогда как в пикроильменитах из кимберлитов Припятского вала такая корреляция отсутствует. Эти и другие геохимические особенности изученных нами пикроильменитов нельзя объяснить только с позиции фракционной кристаллизации исходной магмы. В обогащении их некогерентными элементами важную роль играл, видимо, глубинный метасоматоз, признаки воздействия которого несут также пиропы, хромшпинелиды и другие минералы мантийных парагенезисов.

Х р о м ш п и н е л и д ы в виде ксенокристаллов встречаются в кимберлитах Припятского вала редко. Нами выделены четыре их разновидности, различающиеся между собой по химическому составу, содержанию элементов-примесей, *PT*-условиям образования и типу материнских пород. Достаточно полная характеристика их приведена в работе [11]. Здесь лишь подчеркнем, что в кимберлитах Кухотсковольского проявления идентифицированы хромшпинелиды парагенезиса полнокристаллических лерцолитов графит-пироповой фации и парагенезиса дунитов или гарцбургитов алмаз-пироповой фации верхней мантии, а также парагенезиса порфировидных лерцолитов из верхней части астеносферы. Условия образования хромшпинелидов определены исходя из содержания в них Cr_2O_3 и Zn. Температура равновесия их варьирует от 700–1040 °С (парагенезис полнокристаллических лерцолитов) до 1250 и более (парагенезис порфировидных лерцолитов), а давление — от 20–30 до 45–50 кбар соответственно. Тепловой поток на разных уровнях верхней мантии составлял 40–50 мВт/м^2, в кровле астеносферной мантии — свыше 55.

Таким образом, ксенокристаллы индикаторных минералов кимберлитов несут ценную информацию о составе и *PT*-условиях формирования пород верхней мантии. Исследование их дает возможность ответить на актуальный вопрос: были ли эти условия благоприятными для кристаллизации алмазов и сохранения их.

Заключение. Проведенное изучение кимберлитов центральной части Припятского вала с использованием современных аналитических методов позволило получить ряд важных выводов. 1. Кимберлиты, обломки которых найдены в гетерогенных брекчиях в пределах Кухотской и Бельской зон разломов, представлены разновидностями базальтоидного типа диатремовой фации. На основании этого можно однозначно говорить о наличии в районе кимберлитовых трубок. Морфология обломков кимберлитов и индикаторных минералов, а также особенности строения и состава содержащих их брекчий указывают на то, что трубки расположены в непосредственной близости от брекчиепроявлений. Кратерные части трубок эродированы, вероятно, полностью, а более глубокие — частично. Поисковые работы следует ориентировать на обнаружение кимберлитовых тел трубочного типа.

2. По химическому составу кимберлиты относятся к высокомагнезиальному низкокалиевому и низкотитанистому типу. По значению индикаторных отношений Zr/Nb, La/Nb и Ce/Y они близки к кимберлитам группы I A Южной Африки и к кимберлитам Архангельской провинции. Геохимические особенности их во многом обусловлены низкой степенью частичного плавления метасоматизированного перидотитового субстрата вблизи границы верхняя мантия — астеносфера.

3. Для кимберлитов характерно наличие высокохромистых (Cr_2O_3 — до 14 %) субкальциевых пиропов, обогащенных кнорringитовым компонентом, и высокохромистых (Cr_2O_3 — более 62 %) магнезиохромитов. Согласно общепринятым представлениям, пиропы и хромиты такого состава образуются в мантии в области стабильности алмаза. Их частые находки в кимберлитах Припятского вала свидетельствуют о высокой перспективности этой территории для поисков коренных месторождений алмазов.

Автор выражает глубокую благодарность проф. В. Л. Гриффину (Университет Макуори, г. Сидней, Австралия) и проф. Б. С. Панову (Донецкий гос. техн. ун-т, Украина) за помощь в выполнении протонно-зондовых анализов минералов, а проф. С. В. Богдановой (Лундский ун-т, Швеция) за анализы кимберлитов методом *ICP-MS*.

1. *Благулькина В. А.* Петрохимические типы кимберлитов Сибири // Сов. геология. — 1969. — № 7. — С. 60–70.
2. *Богатиков О. А., Кононова В. А., Первов В. А., Журавлев Д. З.* Источники, геодинамическая обста-

новка образования и перспективы алмазоносности кимберлитов северной окраины Русской плиты: Sr-Nb изотопия и ICP-MS геохимия // Петрология. — 2001. — **9**, № 3. — С. 227–241.
3. *Воловник Б. Я., Власов Б. И., Злобенко И. Ф., Лавров Д. А.* О составе и возрасте брекчий центральной части Припятского вала // Геохимия и рудообразование. — 1980. — Вып. 8. — С. 19–28.
4. *Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П., Сошкина Л. Т.* Ильменит из кимберлитов. — М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1984. — 239 с.
5. *Гриффин В. Л., Мур Р. О., Райан К. Д. и др.* Геохимия ильменитовых мегакристалов Южной Африки // Геология и геофизика. — 1997. — **38**, № 2. — С. 396–409.
6. *Дорошев А. М., Брай Г. П., Гирнис А. В. и др.* Гранат пироп-кнорринговитового ряда в условиях мантии Земли: экспериментальное изучение в системе MgO — Al_2O_3 — SiO_2 — Cr_2O_3 // Там же. — С. 523–545.
7. *Малиновский И. Ю., Годовиков А. А., Дорошев А. М. и др.* Силикатные системы при высоких температурах и давлениях в связи с петрологией верхней мантии и нижних слоев земной коры // Физико-химические условия процессов минералообразования по теоретическим и экспериментальным данным. — Новосибирск: Наука, 1976. — С. 135–146.
8. *Мацюк С. С., Платонов А. Н., Бобриевич А. П. и др.* О генетической принадлежности пиропов из брекчий Припятского вала (по данным оптической спектроскопии и колориметрии) // Минерал. сб. Львов. ун-та. — 1983. — № 37, вып. 2. — С. 109–116.
9. *Панов Б. С., Гриффин В. Л., Панов Ю. Б.* PT-условия образования хромпиропа из кимберлитов Украинского щита // Докл. НАН Украины. — 2000. — № 3. — С. 137–143.
10. *Тарасюк О. Н., Чашка А. И., Бобриевич А. П. и др.* О гетерогенном источнике пиропсодержащих гранатов разновозрастных пород Припятского вала // Геохимия и рудообразование. — 1980. — Вып. 8. — С. 29–32.
11. *Цымбал С. Н.* Хромшпинелиды из кимберлитов центральной части Припятского вала // Минерал. журн. — 2002. — **24**, № 1. — С. 18–21.
12. *Цымбал С. Н., Богданова С. В., Кривдик С. Г.* Геохимические типы кимберлитов УЩ // Стан, перспективи та напрямки геологорозвідувальних робіт на алмази в Україні. Матеріали наук.-техн. наради (Київ, 19–22.05.2003 р.) — Київ, 2003. — С. 132–136.
13. *Цымбал С. Н., Вуйко В. И., Иванив И. Н., Металиди С. В.* Гранаты глубинных минеральных ассоциаций центральной части Припятского вала // Минерал. журн. — 1983. — № 3. — С. 67–78.
14. *Цымбал С. Н., Кривдик С. Г.* Особенности вещественного состава кимберлитов Украины // Стан, перспективи та напрямки геологорозвідувальних робіт на алмази в Україні. Матеріали наук.-техн. наради (Київ, 19–22.05.2003 р.) — Київ, 2003. — С. 136–143.
15. *Цымбал С. Н., Татаринцев В. И., Гаранин В. К., Кудрявцева Г. П.* Армолколит и ассоциирующие с ним рудные минералы из трахибазальтов Припятского вала // Минерал. журн. — 1982. — № 5. — С. 28–36.
16. *Цымбал С. Н., Шаркин О. П., Мацюк С. С.* Гранаты из эклогитов центральной части Припятского вала // Геохимия и рудообразование. — 1980. — Вып. 8. — С. 29–32.
17. *Шимицу Н., Похиленко Н. П., Бойд Ф. Р., Пирсон Д. Г.* Геохимические характеристики мантийных ксенолитов из кимберлитов трубки Удачная // Геология и геофизика. — 1997. — **38**, № 1. — С. 194–205.
18. *Clement C. R.* A comparative geological study of some major kimberlite pipes in the northern Cape and Orange Free State / Un. publ. PhD thesis, Univ. Cape Town. — 1982. — P. 250.
19. *Griffin W. L., Cousens D. R., Ryan C. G. and el.* Ni in chrome pyrope garnets: a new geothermometer // Contribs. Mineral. and Petrol. — 1989. — **103**, No 2. — P. 199–202.
20. *Griffin W. L., Ryan C. G.* Trace elements in indicator minerals: area selection and target evaluation in diamond exploration // J. Geochim. Expl. — 1995. — No 53. — P. 17–26.
21. *Green D. H., Sobolev N. V.* Coexisting garnets and ilmenites synthesized at high pressures from pyrolite and olivine basanite and their significance for kimberlitic assemblages // Contribs. Mineral. and Petrol. — 1975. — **50**, No 3. — P. 217–229.
22. *Moore R. O., Griffin W. L., Gurney J. J. et al.* Trace element geochemistry of ilmenite megacrysts from the Monastery kimberlite, South Africa // Lithos. — 1992. — **29**, No 1/2. — P. 1–18.
23. *Taylor W. R., Tompkins L. A., Haggerty S. E.* Comparative geochemistry of West African kimberlites: Evidence for a micaceous kimberlite end member of sublithospheric origin // Geochim. Cosmochim. Acta. — 1994. — **58**. — P. 4017–4037.

Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев Поступила 17.11.2003

РЕЗЮМЕ. Наведено мінералого-петрографічну і геохімічну характеристику кімберлітів девонського віку. Встановлено їх належність до кімберлітів базальтоїдного типу жерлової фації. Вони мають високий вміст MgO, підвищений — CaO і порівняно низький – TiO_2, K_2O, P_2O_5 і, крім того, збагачені когерентними (Cr, Ni, Co) та некогерентними (Nb, Zr, Ta, РЗЕ, Ba, Sr, Th) елементами. За мінеральним складом та геохімічними особливостями ці кімберліти подібні до кімберлітів групи I Південної Африки. В них фіксуються ксеноліти глибинних порід (піропові та ільменітові лерцоліти, еклогіти, олівінові слюдити) та ксенокристали їх мінералів (піроп, пікроільменіт, хромшпінеліди, хромдіопсид). Серед глибинних мінералів ідентифіковані різновиди, які належать до парагенезису дунітів, гарцбургітів, верлітів, зернистих і порфіровидних лерцолітів, олівінових вебстеритів, магнезіальних та магнезіально-залізистих еклогітів. З допомогою відомих геотермометрів і геобарометрів визначені термодинамічні умови їх утворення. Показано, що вони кристалізувались у широкому діапазоні температури (від 700 до 1380 °С) та тиску (від 17–20 до 55–60 кбар) і є продуктами дезінтеграції порід літосферної мантії графіт- і алмаз-піропової фацій глибинності та, частково, астеносферної мантії. Зроблено висновок про високі пер-

спективи Прип'ятського валу для пошуків родовищ алмазу.

SUMMARY. Minero-petrographical and geochemical characteristics of Devonian kimberlites are presented. It is shown that they belong to basaltoid kimberlites of diatreme facies. They are characterithed by high content of MgO, increased content of CaO and comparatively low one of K_2O, TiO_2 and P_2O_5. Besides kimberlites are enriched with coherent (Cr, Ni, Co) and noncoherent (Nb, Zr, Ta, REE, Ba, Sr, Th) trace elements. As to their mineral composition and geochemical peculiarities, they are close to kimberlites of Group I of Southern Africa. Kimberlites contain xenoliths of mantle- derived rocks — pyrope and ilmenite lherzolites, eclogites, olivine glimmerites, as well as xenocrysts of the upper mantle minerals — pyropes, picro-ilmenites, Cr-spinelides, Cr-diopsides, etc. Among the mantle-derived minerals are indented varieties of paragenesis of dunites, harzburgites, wehrlites, granular and porphyre-like lherzolites, olivine websterites, magnesian and magnesian-ferruginous eclogites. Thermodynamic parameters of formation of the above mentioned minerals have been estimated using known geothermometers and geobarometers. It is shown that these rocks and minerals had crystallized in a wide range of temperatures (from 700 to 1380° C) and pressures (from 17–20 to 55–60 kbar). They represent the disintegration products of the rocks of the lithospheric mantle of graphite- and diamond-pyrope facies and partially of asthenospheric mantle. It is concluded about good outlook of prospecting of diamond deposits in Prypyat swell.

МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ
MINERALOGICAL JOURNAL
(UKRAINE)

УДК 536.7:552.4(477)

В. А. Курепин

Эрозионный срез гранулитовых блоков Украинского щита по данным геологической термобарометрии

Оценка термодинамических условий образования горных пород Украинского щита с высокотемпературными парагенезисами гранат + ортопироксен + плагиоклаз + кварц и гранат + кордиерит + силлиманит + кварц использована для определения глубины их образования, изменяющейся в пределах 16–37 км, и рассматриваемой как показатель уровня эрозионного среза. Более глубинные породы выходят на поверхность в зонах глубинных разломов и утолщенной земной коры. Значительные различия глубины образования пород и уровня эрозионного среза на соседних участках можно рассматривать как следствие вертикальных перемещений блоков по глубинным разломам.

Методы геологической термобарометрии дают возможность по составу сосуществующих минералов определить термодинамические условия минеральных равновесий, прежде всего температуру и давление. Если это давление было давлением нагрузки, т. е. определялось весом вышележащих горных пород, его оценка позволяет установить глубину образования горной породы. Эта глубина является показателем уровня эрозионного среза, если порода оказалась на земной поверхности или вблизи ее в результате подъема участка земной коры и эрозии вышележащих пород. Сведения о глубине образования горной породы и уровне эрозионного среза могут быть полезны при поисках полезных ископаемых; если на одном участке земной коры полезное ископаемое находится в приповерхностных условиях, то на соседнем участке оно может быть уничтожено эрозией или же залегать на недоступных глубинах. Кроме того, знание глубин образования горных пород может быть полезно при геологической съемке, решении вопросов геотектоники и геодинамики.

Если оценки *PT*-условий образования метаморфических пород указывают на одно и то же соотношение при различных срезах земной коры, то это признак вполне определенного повышения температуры в земных недрах с увеличением глубины при метаморфизме, т. е. существования палеогеотермы [5]. Это свидетельство того, что поток тепла шел из недр Земли, а давление было давлением нагрузки и создавалось весом вышележащих горных пород. По сведениям о составе сосуществующих минералов в 20 образцах высокотемпературных метаморфических и ультраметаморфических горных пород Украинского щита (УЩ) с парагенезисом Grt + Opx + Pl ± Qtz * ([6, 9, 10] и материалы автора) были рассчитаны термодинамические условия их образования. В качестве последних принимались *PT*-условия, определяемые по валовому химическому составу сосуществующих минералов. Применялся геотермобарометр Grt + Opx + Pl + Qtz на основе соотношений между компонентами минералов $Fe_3Al_2Si_3O_{12} = 3FeSiO_3 + Al_2O_3$ и $2Fe_3Al_2Si_3O_{12} + Ca_3Al_2Si_3O_{12} + 2SiO_2 = 6FeSiO_3 + 3CaAl_2Si_2O_8$. Для калибровки использована согласованная система термодинамических констант Р. Бермана и Л. Я. Арановича [14, 15].

Результаты расчета привели к выводу о существовании двух докембрийских метаморфических геотерм, условно названых *A* и *B*. На существование первой указывал состав сосуществующих минералов в относимых к неоархею метабазитах Среднего Побужья, а также в метабазитах Орехово-Павлоградской зоны разломов и Западного Приазовья, тоже, по-видимому, архейского возраста; второй — состав минералов в ультраметаморфических гранитоидах нижнепротерозойского бердичевского комплекса и гнейсах нижнепротерозойской ка-

*Здесь и далее символы минералов: Bt — биотит, Crd — кордиерит, Grt — гранат, Kfs — щелочной полевой шпат, Opx — ортопироксен, Pl — плагиоклаз, Qtz — кварц, Sil — силлиманит.

© В. А. Курепин, 2003

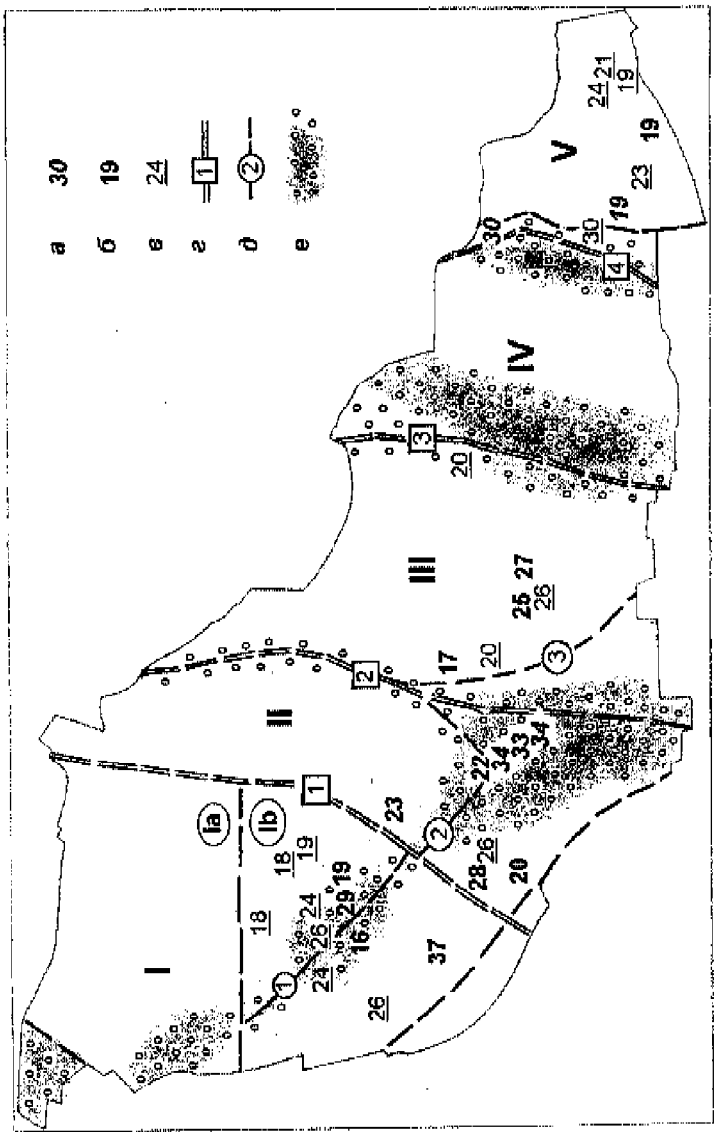
менно-костоватской свиты. В качестве рабочей гипотезы, которая должна быть проверена на более представительном материале, принято, что *A* — это геотерма архейского метаморфизма (от 500 МПа при 610 °С до 900 МПа при 840 °С), *B* — нижнепротерозойского (от 400 МПа при 675 °С до 1000 МПа при 980 °С). Из этого следует, что на одних и тех же глубинах нижнепротерозойский метаморфизм происходил при температуре на 120 °С выше, чем архейский. С полученными результатами согласуются сделанные ранее оценки *PT*-условий с помощью геотермобарометра Grt + Crd + Sil + Qtz [4], если принять низкую активность H_2O (0,2) при образовании высокотемпературных метаморфических пород УЩ, на что указывают показания геогигрометра Grt + Bt + Kfs + Sil + Qtz.

Давно известно, что состав сосуществующих минералов в горных породах гранулитовой фации в разных регионах мира указывает на довольно высокое давление при их образовании (500–800 МПа), соответствующее глубине земной коры порядка 20–30 км. В связи с этим возник вопрос об объеме и местонахождении терригенных пород, образованных при эрозии толщ земной коры [11, 12]. В данной работе рассмотрен этот вопрос и оценена глубина образования высокотемпературных метаморфических и ультраметаморфических горных пород УЩ, отражающая уровень эрозионного среза его блоков.

О глубине эрозионного среза в районах выхода гранулитовых пород. И. А. Резанов провел расчет объема эродированных горных пород Восточно-Европейской платформы (ВЕП), используя оценку глубины эрозии по давлению образования гранулитов и площадь их современного выхода на поверхность [11]. При этом он считал, что образование гранулитовых пород происходило только в катархее (> 3, 5 млрд лет назад). Рассчитанный таким образом объем продуктов эрозии во много раз превысил современный объем осадочных пород этого региона. На этом основании был сделан вывод, что давление при образовании гранулитов не было обусловлено весом вышележащих пород, эрозионный срез докембрийских кратонов незначителен и измеряется первыми километрами. Это было объяснено существованием в катархее плотной водородной оболочки Земли, которая и создавала высокое давление (~ 800 МПа), а затем быстро исчезла [11]. Такое предположение неприемлемо, поскольку при восстановительном режиме, создаваемом водородной оболочкой, железо должно находиться в металлическом состоянии и не может в значительном количестве входить в силикаты гранулитов. Напротив, окислительно-восстановительный режим при образовании высокотемпературных метаморфических пород земной коры чаще всего был близок к буферу фаялит + магнетит + кварц [18]. К тому же парадокс большой глубины эрозии при отсутствии громадного объема терригенных пород [11, 12] возник при неверном допущении об образовании гранулитов только в катархее. Кроме того, терригенный материал, образованный при эрозии горных пород ВЕП, следует искать не только на ее территории.

В отличие от процессов метаморфизма, эрозия не ограничена временем тектоно-метаморфических циклов, для нее не нужны достаточно редкие в истории Земли термальные события в литосфере. Со времени появления мирового океана, эрозии, в той или иной степени, подвергались все части суши, испытавшие воздымание. Большое количество терригенного материала образуется при эрозии во время орогенеза, но эпейрогенические движения также приводят к подъему и эрозии участков земной коры. Поскольку последняя действовала неоднократно, один и тот же материал мог многократно участвовать в образовании осадочных пород, их эрозии и образовании новых терригенных пород.

С разной скоростью эрозия происходила во все периоды поднятий УЩ или отдельных его участков, от древнейшего времени до настоящего. Периоды значительной эрозии отмечены в [1, 7]. Наличие расчлененного рельефа и эрозия предполагаются уже в катархее. С начала крупнейшей тектонической перестройки в истории Земли на рубеже архея и протерозоя происходил постепенный подъем поверхности будущей ВЕП и ее эрозия, следами чего являются площадные коры выветривания (их возраст 2,6–2,5 млрд лет). В нижнем протерозое (1,9–1,8 млрд лет) тектоническая перестройка УЩ сопровождалась расчленением огромных массивов архейской континентальной коры, образованием воздымающихся протоплатформенных массивов и отделенных от них глубинными разломами опускающихся протогеосинклиналей. При этом происходила эрозия первых и заполнение терригенным материалом вторых. Орогенические процессы приводили к возникновению нижнепротерозойских горных сооружений, которые затем были размыты и от которых сохранились лишь их "корни" — современные зоны утолщенной земной коры. Между ранним рифеем и сере-



Глубина образования горных пород, вышедших на поверхность Украинского щита, км. *Мегаблоки УЩ*, согласно [1]: *I* — Волыно-Подольский, *II* — Белоцерковско-Одесский, *III* — Кировоградский, *IV* — Приднепровский, *V* — Приазовский. *Блоки*: *Ia* — Волынский, *Iв* — Подольский. *а*, *б*, *в* — оценка глубины образования пород, км, согласно показаниям геотермобарометров Grt + Opx + Pl + Qtz (*а* — геотерма *A*, *б* — геотерма *B*) и Grt + Crd + Sil + Qtz (*в*); *г* — глубинные разломы, разделяющие мегаблоки, по [1]: *1* — Немировский, *2* — Тальновский, *3* — Криворожско-Кременчугский, *4* — Орехово-Павлоградский; *д* — глубинные разломы: *1* — Верхнебугский (Хмельникский), *2* — Прибугский, *3* — Бугско-Мироновский; *е* — зоны утолщенной земной коры, корни древних горных сооружений [13]

диной венда (1,65–0,68 млрд лет) произошло общее сводообразное поднятие ВЕП и образование авлакогенов. Эрозия УЩ в рифее и венде создала толщи обломочных пород на его южных и западных склонах. В палеозое происходили мощные тектонические движения с образованием крупных разломов и впадин. В карбоне УЩ представлял собой значительно приподнятый участок суши, откуда крупные реки несли терригенный материал в Донецкий бассейн, где были образованы мощные толщи осадочных пород. Выход глубинных пород на современную поверхность УЩ — конечный результат многократных периодов эрозии.

Поскольку щит — область преобладающих поднятий земной коры, то продукты эрозии постоянно транспортировались за его пределы и служили материалом для образования осадочных пород в соседних областях. Эти горные породы в последующем также могли выходить на поверхность, подвергаться эрозии, а образованный терригенный материал транспортироваться дальше. Поскольку один и тот же материал мог многократно участвовать в сложении верхних горизонтов земной коры и подвергаться эрозии, то объем осадочных пород, существующих в настоящее время, должен быть во много раз меньше общего объема эродированных пород. Поэтому обнаруженное несоответствие этих объемов [11] не противоречит большим глубинам эрозионного среза отдельных участков земной коры. Объем материала, который участвовал в процессе эрозии, нельзя определить простым умноже-

нием глубины образования разновозрастных пород на площадь их выхода на поверхность.

Если горные породы оказались на земной поверхности в результате воздымания, т. е. вертикального перемещения участка земной коры, и эрозии его поверхности, то глубина образования породы и есть глубина эрозионного среза. Картина усложняется при горизонтальных перемещениях горных пород типа надвигов. В частных случаях перемещение вещества земных глубин по направлению к поверхности может происходить в результате гравитационной дифференциации и диапирового всплывания, т. е. без воздымания участка земной коры и его эрозии. Этот механизм подъема горных пород предлагался для гранулитов Лапландского метаморфического пояса [8]. Но такой диапировый подъем возможен лишь при появлении на глубине материала малой плотности, такого как магматический расплав, в частности , в результате анатексиса или палингенеза. По мере раскристаллизации расплава уменьшается плотностное различие между диапиром и окружающими породами, что приводит к замедлению, а затем и прекращению продвижения наверх. Дальнейший путь к дневной поверхности горные породы преодолевают в результате воздымания земной коры и эрозии ее верхних частей. В этом случае, если при подъеме диапира минералообразующие процессы не успевали приблизить валовый состав минералов к термодинамическому равновесию, глубина образования горной породы превышает глубину эрозионного среза.

Глубина образования высокотемпературных горных пород Украинского щита. УЩ имеет блоковое строение и разбит многочисленными уходящими в мантию глубинными разломами, часть которых показана на рисунке. Согласно геотектоническому районированию [1, 2], выделяется пять литосферных мегаблоков: протоплатформенные массивы Волыно-Подольский (*I*), Кировоградский (*III*) и Приазовский (*V*) и протогеосинклинальные блоки первого порядка Белоцерковско-Одесский (*II*) и Приднепровский (*IV*). Мегаблоки отделены друг от друга мантийными глубинными разломами меридионального направления, которые продолжаются за пределами УЩ. На границах мегаблоков располагаются шовные синклинальные зоны, такие как Орехово-Павлоградская и Западно-Ингулецкая на границах При-

Таблица 1. **Температура (*T*), давление (*P*) и глубина (*H*) образования метаморфических и ультраметаморфических пород УЩ с парагенезисом Grt + Opx + Pl ± Qtz**

№ п/п	Номер образца	Место взятия	Горная порода	*T*, °C	*P*, МПа	*H*, км
			Геотерма А			
			Белоцерковско-Одесский блок			
1	48/29	г. Гайворон	Метабазит	625	585	21,6
2	95	Там же	То же	660	580	21,5
3	85/30	с. Буговое	" "	840	920	34,0
4	365	с. Сальково	" "	825	890	32,9
5	119/39	п.г.т. Завалье	" "	765	925	34,2
6	133/47	с. Красненькое	" "	870	900	33,3
7	скв. 18461	с. Морозовка	Кристаллосланец	680	630	23,3
			Орехово-Павлоградская зона			
8	177	Васильковский участок	То же	750	815	30,1
			Приазовский блок			
9	1370/1	с. Новоукраинка	" "	600	500	18,5
			Геотерма В			
			Волыно-Подольский блок			
10	5-70	п.г.т. Литин	Чарнокит	725	430	16,0
11	32-70	с. Писаревка, Калиновский р-н	Гранит бердичевский	710	510	18,9
12	69-84	с. Иванов	То же	845	790	29,2
13	190	с. Писаревка, Ямпольский р-н	Чарнокит	780	550	20,4
14	136/1	с. Шестаковка	Гнейс	970	990	36,6
15	222/2	с. Саинка	То же	875	745	27,6
			Кировоградский блок			
16	2499	с. Тишковка	" "	725	470	17,4
17	748	с. Новомарьевка	" "	825	670	24,8
18	63-г	с. Якимовка	" "	870	760	28,1
19	680	с. Витязевка	" "	835	735	27,2
			Приазовский блок			
20	130/67	р. Калка, балка Каранская	Чарнокит	720	520	19,2

Примечание. *Образцы* В. М. Венидиктова (13–15), Е. Б. Глевасского (8), Е. Н. Голуб (17–19), К. Е. Есипчука (9), А. Л. Литвина (1, 3, 5, 6), И. Б. Щербакова (2, 4, 7, 16), Т. Г. Щербаковой (20) и авторские (10–12).

днепровского мегаблока. Глубинные разломы разделяют мегаблоки на блоки более высокого порядка. В частности, Волыно-Подольский мегаблок делится на Волынский (*I*а) и Подольский (*I*в) блоки. Исследование УЩ геофизическими методами позволило определить его структуру и мощность земной коры, которая на большей части УЩ составляет от 30 до 50 км [13, 19]. Неравномерное перемещение блоков по глубинным разломам обусловило разную глубину границы Мохо. Обнаружены протяженные зоны утолщенной земной коры (до 60 и более километров), которые рассматриваются как корни нижнепротерозойских горных сооружений [2, 13].

Дополнение сведений о границах в литосфере оценками глубины образования горных пород, ныне выходящих на дневную поверхность, может представлять ценность для палеогеодинамических реконструкций. Эта глубина *H* рассчитана по оценкам давления образования горных пород [4, 5]. В качестве средней плотности пород всей земной коры обычно принимается плотность базальта (2,9 г/см^3). Но при наших расчетах нужно использовать плотность пород верхней части земной коры, которая принята равной 2,7 г/см^3, т. е. давление нагрузки в 100 МПа создается толщей в 3,7 км. Полученные результаты (табл. 1, 2) дают возможность определить глубину образования высокотемпературных метаморфических и ультраметаморфических пород юга и юго-запада УЩ — от 16 до 37 км. Отметим, что показания геотермобарометра Grt + Crd + Sil + Qtz менее надежны, поскольку зависят от состава флюида. Качественные оценки уровня эрозии блоков УЩ делались и ранее (например, [6]), но теперь появилась возможность количественной оценки.

Имеющиеся оценки глубинности образования пород немногочисленны, и поэтому сделанные на их основе выводы следует в дальнейшем проверить на более представительном материале. Как видно на рисунке, значения глубины образования горных пород, выходящих на поверхность УЩ, существенно различны. Глубину образования можно рассмат-

Таблица 2. **Температура (*T*), давление (*P*) и глубина (*H*) образования метаморфических и ультраметаморфических пород УЩ с парагенезисом Grt + Crd + Sil + Qtz [4]**

№ п/п	Номер образца*	Место взятия	Горная порода	*T*, °С	*P*, МПа	*H*, км
		Геотерма В				
		Волыно-Подольский блок				
1	62-81	с. Иванов	Гранит	825	758	28,0
2	56-81	Там же	"	795	744	27,5
3	1201/1	" "	"	825	737	27,3
4	66-81	с. Порик, Соломирский карьер	"	796	695	25,7
5	90-81	Там же	"	835	693	25,6
6	39-83	" "	"	797	676	25,0
7	54-81	с. Черепашинцы	"	802	643	23,8
8	34-82	с. Крутнев	"	778	658	24,3
9	81-81	с. Жежелев	"	694	488	18,0
10	66-82	Там же	"	657	456	16,9
11	16-82	с. Подолянцы	"	690	487	18,0
12	34-84	с. Медведовка	"	705	503	18,6
13	39-84	Там же	"	663	448	16,6
14	72-81	с. Лозна	"	759	636	23,5
15	222/2	с. Саинка	Гнейс	774	690	25,5
16	Б15	с. Котюжаны	То же	787	700	25,9
		Кировоградский блок				
17	2310	р. Гнилой Тикич	"	720	540	20,0
18	2323	р. Черный Ташлык	"	747	500	18,5
19	830	Нижнее Побужье	"	779	620	22,9
20	7516	р. Малая Корабельная	"	772	690	25,5
21	11565/13	Березневатский участок	"	698	540	20,0
		Приазовский блок				
22	402	с. Верхний Токмак	"	757	630	23,3
23	К-4/67	р. Кальчик, б. Грузская	"	771	560	20,7
24	327	р. Кальчик, б. Полковая	"	797	520	19,2
25	87/62	р. Кальчик, б. Грузская	"	848	660	24,4
		Геотерма А				
		Орехово-Павлоградская зона				
26	15545/1а	с. Новопавловка	"	732	800	29,6

Примечание. *Образцы*: Р. Я. Белевцева (21), В. М. Венидиктова (15), Е. Н. Голуб (19, 20), Е. Ф. Сидоренко (16), Р. И. Сироштана (26), Т. Г. Щербаковой (17, 18, 22–25) и авторские (1–14).

ривать как показатель уровня эрозионного среза блоков УЩ, если преобладали их вертикальные перемещения. В общем, глубина эрозионного среза Подольского блока возрастает с севера на юг. Но имеются нарушения общей тенденции и значительные различия даже на соседних участках. Основная причина этого — различная амплитуда вертикальных перемещений соседних блоков, что обусловило разный уровень их эрозионного среза. Различие глубины образования горных пород значительно в районе Верхнебугского (Хмельникского) глубинного разлома. Глубина образования гранитов нижнепротерозойского бердичевского комплекса составляет 17–18 км на северо-западе блока (села Подолянцы, Жежелев, Медведовка). Юго-западнее, в районе зоны разломов она увеличивается до 26 и даже 29 км (с. Иванов). Но на 25 км юго-западнее, в окрестностях п.г.т. Литин, на поверхность выходят чарнокиты, образованные на значительно меньшей глубине (H = 16 км), т. е. смещение по глубинному разлому превышает 10 км. А еще южнее, в Приднестровье, на поверхность выходят гнейсы днестровско-бугской серии, образованные на большой глубине (H = 37 км, с. Шестаковка). Отметим, что наименее (H = 16 км) и наиболее (H = 37 км) глубинные горные породы выходят на поверхность в пределах гранит-гнейсовых куполов, соответственно Литинского и Шаргородского. Возможно, что в пределах куполов происходил некоторый подъем анатектических гранитоидов бердичевского комплекса к поверхности при диапировом всплывании. Но эти гранитоиды являются автохтонными, подъем не был значительным и поэтому глубина эрозионного среза, по-видимому, близка к оценкам глубины образования этих пород.

Значительно различается глубина образования метабазитов на юге Белоцерковско-Одесского мегаблока, которые относятся к неоархейскому капитановскому комплексу (И. Б. Щербаков, личное сообщение). Метабазиты, которые выходят на поверхность у г. Гайворон, образованы на глубине 22 км, а у с. Буговое, расположенного в нескольких километрах на юго-восток, — 34 км. Различие уровня эрозионного среза горных пород у г. Гайворон и с. Буговое, превышающее 10 км, можно рассматривать как следствие значительного вертикального смещения земной коры по Прибугскому глубинному разлому, который, согласно [3], выходит на поверхность несколько южнее г. Гайворон. Глубина образования неоархейских метабазитов, выходящих на поверхность юго-восточнее (села Сальково, Завалье, Красненькое), довольно постоянна (H = 33–34 км). В этом районе мощность современной земной коры значительна, достигает 60 и более километров. Эти данные не указывают однозначно на существование в прошлом в этом районе земной коры мощностью около 90 км, поскольку граница Мохо могла занимать иное положение. Но такой вариант также был возможен, поскольку значительное увеличение мощности земной коры и даже ее удвоение предполагается при коллизии литосферных плит, после чего следует воздымание коллизионных зон и их эрозия. Это объясняет приуроченность выходов наиболее глубинных пород к зонам утолщенной земной коры УЩ. Судя по минеральному составу вынесенных из глубин ксенолитов гранулитовых пород в разных районах мира, мощность древней земной коры (35–50 км [17]) была близка к современной.

В Братской синклинали Кировоградского мегаблока глубина образования гнейсов нижнепротерозойской каменно-костоватской свиты различна и возрастает в южном направлении от 17 до 27 км. В Орехово-Павлоградской шовной зоне, вдоль которой расположена зона утолщенной земной коры, обнаружены горные породы, образованные на большой глубине (H = 30 км): кристаллосланцы Васильковского участка и гранат-кордиеритовые породы с. Новопавловка. Горные породы Приазовского мегаблока образованы на меньших глубинах (19 км по геотермобарометру Grt + Opx + Pl + Qtz и 19–24 км по геотермобарометру Grt + Crd + Sil + Qtz).

Выводы. Современный уровень геологической термобарометрии позволяет достаточно надежно определять глубину образования кристаллических горных пород. Исследованные высокотемпературные метаморфические и ультраметаморфические породы гранулитовой и амфиболитовой фаций, выходящие на поверхность в южной и юго-западной частях УЩ, образовались на глубинах земной коры от 16 до 37 км. Можно полагать, что эти оценки отражают уровень эрозионного среза. Значительное различие глубин образования горных пород на соседних участках, примыкающих к глубинным разломам, превышающее 10 км, следует рассматривать как следствие вертикального перемещения блоков и, соответственно, различий в глубине эрозионного среза. Глубина образования изученных пород

гранулитовой и амфиболитовой фаций большей частью находится в интервале 18–26 км. Выходы на поверхность более глубинных пород преимущественно приурочены к зонам разломов и утолщенной земной коры, т. е., по-видимому, к коллизионным зонам и районам древних горных сооружений.

1. *Глевасский Е. Б., Каляев Г. И.* Тектоника докембрия Украинского щита // Минерал. журн. — 2000. — **22**, № 2/3. — С. 77–91.
2. *Каляєв Г. І., Крутиховська З. О., Жуков Г. В. та ін.* Тектоніка Українського щита. — К.: Наук. думка, 1972. — 300 с.
3. *Комплект* карт "Геология и металлогения Украинского щита" / Гл. ред. П. Н. Сторчак. — Киев: Мингео УССР, 1984.
4. *Курепин В. А.* Геотермобарометр гранат + кордиерит + силлиманит + кварц и термодинамические условия образования кордиеритсодержащих гранитов и гнейсов Украинского щита // Минерал. журн. — 1998. — **20**, № 6. — С. 38–47.
5. *Курепин В. А.* Термодинамические условия образования высокотемпературных метаморфических и ультраметаморфических пород Украинского щита и некоторых других регионов (*В печати*).
6. *Метаморфизм* Украинского щита / Отв. ред. И. С. Усенко. — Киев: Наук. думка, 1982. — 308 с.
7. *Оровецкий Ю. П.* Эндогенно-геодинамическая модель развития Восточно-Европейской платформы в докембрии // Геофиз. журн. — 1993. — **15**, № 6. — С. 44–53.
8. *Перчук Л. Л., Кротов А. В., Геря Т. В.* Петрология амфиболитов пояса Тана и гранулитов Лапландского комплекса // Петрология. — 1999. — **7**, № 4. — С. 356–381.
9. *Породообразующие* гранаты Украинского щита / Отв. ред. И. С. Усенко. — Киев: Наук. думка, 1980. — 176 с.
10. *Породообразующие* пироксены Украинского щита / Отв. ред. И. С. Усенко. — Киев: Наук. думка, 1979. — 228 с.
11. *Резанов И. А.* О физических условиях на поверхности Земли в катархее // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1984. — № 6. — С. 137–139.
12. *Резанов И. А.* Величина эрозии за историю Земли и природа катархейского метаморфизма // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. — 1989. — **64**, вып. 4. — С. 104–113.
13. *Соллогуб В. Б.* Литосфера Украины. — Киев: Наук. думка, 1986. — 184 с.
14. *Aranovich L. Ya., Berman R. G.* A new garnet-orthopyroxene thermometer based on reversed Al_2O_3 solubility in FeO–Al_2O_3–SiO_2 orthopyroxene // Amer. Miner. — 1997. — **82.** — P. 345–353.
15. *Berman R. G., Aranovich L. Ya.* Optimized standard state and solution properties of minerals. I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO–MgO–CaO–Al_2O_3–TiO_2–SiO_2 // Contribs. Mineral. and Petrol. — 1996. — **126**. — P. 1–24.
16. *Bohlen S. R.* Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites // J. Geology. — 1987. — **95**. — P. 617–632.
17. *Bohlen S. R., Mezger K.* Origin of the granulite terranes and the formation of the lowermost continental crust // Science. — 1989. — **244**. — P. 326–329.
18. *Frost B. R.* Magnetic petrology: factors that control the occurrence of magnetite in crystal rocks // Rev. Miner. — 1991. — **25.** — P. 469–509.
19. *Starostenko V. I., Pashkevych I. K., Kutas R. I.* Deep-seated structure of the Ukrainian Shield // Mineral. Journ. (Ukraine). — 2002. — **24**, No 2/3. — С. 111–121.

Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, Киев Поступила 15.09.2003

РЕЗЮМЕ. Визначення термодинамічних умов утворення гірських порід Українського щита з високотемпературними парагенезисами гранат + ортопіроксен + плагіоклаз + кварц та гранат + кордієрит + +силіманіт + кварц використані для розрахунку глибини їх утворення, що змінюється в межах 16–37 км і розглядається як показник глибини ерозійного зрізу. Більш глибинні породи виходять на поверхню в зонах глибинних розломів та потовщеної земної кори. Значна різниця глибини утворення порід і рівня ерозійного зрізу на сусідніх ділянках є наслідком вертикальних зсувів по глибинних розломах.

SUMMARY. The estimation of thermodynamic formation conditions of the Ukrainian Shield rocks with high-temperature parageneses garnet + orthopyroxene + plagioclase + quartz and garnet + cordierite + +sillimanite + quartz has been used to determine the depth of their formation varying within the limits of 16–37 km and considered as the index of the erosion cut level. More abyssal rocks outcrop in the zones of deep fractures and thickened earth crust. Considerable differences of the depth of the rocks formation and erosion cut level on the neighbouring plots one can consider as the result of vertical shifts of the blocks in deep fractures.

МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ
MINERALOGICAL JOURNAL
(UKRAINE)

УДК 549. 211(477)

А. А. Вальтер, В. Н. Квасница, Г. К. Еременко, А. И. Чашка

О возможностях использования типоморфизма мелких алмазов для оценки алмазоносности территорий и отдельных объектов Украинского щита

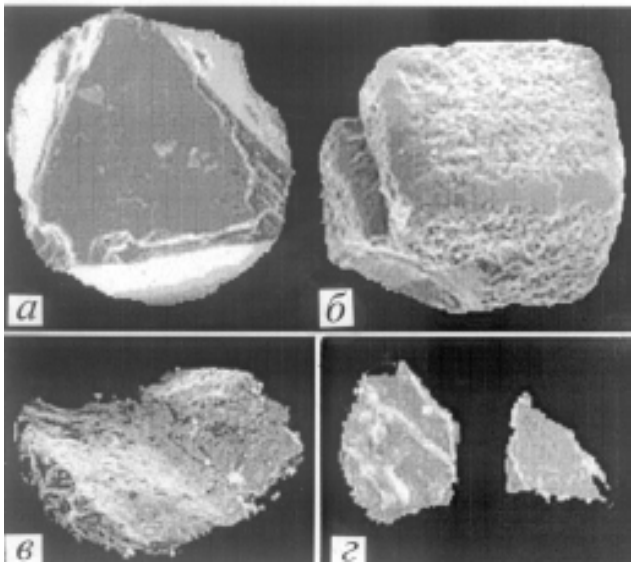
В россыпях и осадочных породах Украины известны многочисленные находки алмазов разных генетических типов, среди которых 95—99 % составляют кристаллы, типичные для мантийных источников. По соотношению кристаллов и их обломков, а также с учетом влияния местного источника известной мощности (Белиловская астроблема) на количество импактных алмазов в Зеленоярской россыпи, сделана минимальная оценка количества алмаза в коренных породах Украинского щита, которые были разрушены при образовании осадочного чехла, — 10^{12} кар. Некоторые особенности минерального состава алмазоносных россыпей свидетельствуют о том, что накопление тяжелых минералов в них шло, главным образом, непосредственно за счет коренных источников, а не из промежуточных коллекторов. Приведены примеры ошибок, которые допускаются при поисках месторождений алмаза из-за игнорирования его типоморфных признаков и соответственно неправильного определения его генезиса.

После разработки в 1960-х гг. в Институте минеральных ресурсов (г. Симферополь) химико-минералогических методов сепарации мелких алмазов и открытия их в мелкозернистых титан-циркониевых россыпях [9], украинские ученые внесли большой вклад в становление современных представлений о типоморфизме алмаза. Типоморфные особенности алмаза позволяют в подавляющем большинстве случаев однозначно определять условия образования отдельных индивидов и, следовательно, тип их коренного месторождения. Эти достижения широко используются при поисках и оценке месторождений алмаза в России, Казахстане, Канаде и в ряде других государств, но практически игнорируются, на наш взгляд, в Украине.

В настоящее время среди земных и метеоритных алмазов могут быть выделены несколько генетических типов, так сказать, "первого порядка", имеющих типоморфные различия. Особенно четко различаются по способу и механизму образования кристаллов две контрастные группы: алмазы, выросшие в результате свободной кристаллизации (рисунок, *а*, *б*) и алмазы, возникшие благодаря твердофазовому переходу в системе углерода (рисунок, *в*, *г*). В пределах этих групп различают следующие типы. 1. Алмаз кубической атомной структуры, обычно характеризующейся высокой степенью совершенства. Размер кристаллов — от десятков микрон до сантиметров. Форма кристаллов — октаэдры, ромбододекаэдры (округлые формы), кубы, комбинации простых форм. Такой алмаз имеет мантийное происхождение. Его кристаллы несут признаки роста в статических условиях в поле стабильности этой фазы. Месторождения алмаза этого типа приурочены к щелочно-ультраосновным эксплозивным породам типа кимберлитов или лампроитов, образующих трубки или дайки. Насыщенные летучими расплавы, давшие начало этим породам, сыграли роль транспортной среды при перемещении алмазов из мантии в кору в виде отдельных кристаллов, их агрегатов или обломков, а также включений в породных мантийных ксенолитах. В последнее время в качестве транспортирующей среды рассматриваются некоторые типы коматиитовых и лампрофировых магм, что открывает новые перспективы поисков коренных источников алмаза на Украинском щите (УЩ) [19].

2. Морфологически весьма разнообразные кристаллы алмаза, преимущественно кубы, комбинационные формы с участием граней куба, часто встречаются скелетные и сфероидальные формы, реже — октаэдры. Кристаллы, обычно окрашенные в желтый, зеленый, реже в другие цвета, имеют характерные ростовые вицинали на гранях. Размеры

© А. А. Вальтер, В. Н. Квасница, Г. К. Еременко, А. И. Чашка, 2003



Алмазы разного происхождения из проявлений Украины (снимки под сканирующим электронным микроскопом): *а* — кристалл октаэдрического габитуса (вероятно мантийного генезиса) из Малышевской россыпи Среднего Приднепровья; *б* — куб алмаза, возможно "метаморфогенного" генезиса, из той же россыпи; *в* — зерно импактного алмаза из пород Терновской структуры; *г* — зерна импактного алмаза из брекчий Зеленогайского кратера. Размеры зерен алмазов в пределах 0,05–0,28 мм

кристаллов составляют от единиц до сотен микрон. Штриховой вид рефлексов на рентгенограммах таких кристаллов указывает на их "нестрогую" монокристалличность, т. е. на блочное строение с взаимным разворотом блоков до нескольких градусов. Алмазы подобного типа впервые были встречены в мелкозернистых титан-циркониевых россыпях Украины, затем в россыпях России и Северного Казахстана [11]. В коренном залегании этот тип алмазов был установлен в гранитоидах, эклогитах, скарнах Кокчетавского массива (Казахстан), позднее в гранулитоподобных породах сверхвысокобарического метаморфизма Китая, Норвегии, Греции и Германии. Для этой разновидности алмаза, получившей название "метаморфогенный" или "коровый", достоверно установленными могут считаться лишь некоторые черты генезиса: кратковременность высокобарических условий минералообразования, быстрый рост в условиях пересыщения углеродом, связь с тектоническими процессами и др. Непротиворечивой модели их генезиса, на наш взгляд, еще не создано.

3. Впервые в россыпях Украины были обнаружены специфические поликристаллические "сланцеватые" алмазные зерна, которые после расшифровки генезиса подобных образований в метеоритах и в породах ископаемых метеоритных кратеров [14] — импактитах были однозначно идентифицированы как параморфозы, образующиеся в результате мартенситоподобного замещения графита в ударных волнах. Зерна этих алмазов в той или иной мере наследуют особенности морфологии графитовых кристаллов, их сростков и обломков. Они представляют собой очень тонкую композицию зерен кубического и гексагонального алмаза (лонсдейлита), иногда с примесью графита. Кубический алмаз образует кристаллы от нескольких нанометров до ~ 1 мкм. Кристаллиты лонсдейлита не превосходят по размерам 10 нм [6].

За этой разновидностью алмаза закрепилось название "импактные". Размеры пластинчатых зерен импактных алмазов определяются размерами исходных зерен графита и характером их природного разрушения и составляют от первых микрометров до 10 мм и более. Реже встречаются так называемые тогориты — предположительно параморфозы алмаза по исходному плохо окристаллизованному углистому веществу.

4. Кубические алмазы "коллоидных" размеров: от 0,1 до 10 нм, обнаруженные в углистых и обыкновенных хондритах, а также в земных условиях в породах катастрофного слоя на КТ-границе. Для этого типа алмаза предложен конденсационный механизм образования, а для земных алмазов — также остаточный в результате уменьшения размеров зерен при разрушении и растворении в расплавах.

Внутри каждого типа "первого порядка" могут быть выделены подтипы, уточняющие характер вмещающей (или вмещавшей) алмаз коренной среды. Так, например, материнскими породами для мантийного алмаза есть определенные типы глубинных пород:

перидотитов, пироксенитов и эклогитов. Имеются и некоторые редкие виды алмаза (например, карбонадо), положение которых в генетической классификации алмазов еще неясно.

Главное практическое значение имеют коренные месторождения первого типа. 99 % их стоимости обусловлено кристаллами размером более 2 мм [8]. Мелкие алмазы этого типа преимущественно используются как абразивы. Месторождения алмазов иных типов в мире пока не разрабатываются, хотя алмазы второго и третьего типа ("метаморфогенные" и импактные) образуют иногда высокие концентрации и могут представить интерес для производства абразивных материалов [5, 15]. Алмазы четвертого типа практического значения не имеют.

Открытия 1960–1970-х гг. позволили рассматривать Украину как новую алмазоносную провинцию. Здесь в течение почти 40 лет с различной интенсивностью осуществлялись поисковые работы, не приведшие к открытию коренных источников мантийного алмаза. В основном, в результате прогресса в понимании последствий метеоритной бомбардировки Земли были установлены коренные проявления импактных алмазов. Однако даже алмазы наиболее богатых импактитов Белиловской астроблемы могут рассматриваться как представляющие практический интерес достаточно условно, только в случае подтверждения возможности их использования как сырья для изготовления новых сверхтвердых материалов на основе "спеков" [2, 5]. Но и в этом случае прогнозируемая стоимость алмазов этого типа оказывается во много раз ниже, чем мантийных.

В то же время монокристаллы и их обломки, подобные мантийным, среди алмазов осадочных образований Украины резко преобладают, составляя в среднем более 95 %. Так, в изученной нами представительной пробе из Малышевского россыпного месторождения обломки монокристаллов составили 65 %, октаэдры и другие монокристаллы — 27,4, блочные зеленоватые и фиолетовые кубы, подобные казахстанскому типу алмазов — 6, импактные алмазы — 1,6 %. В целом зерна алмаза сосредоточены в узком классе крупности: примерно 125–220 мкм с медианными размерами около 180 мкм, хотя средние размеры обломков и несколько больше, чем монокристаллов и зерен импактных и "коровых" алмазов. Это объясняется зрелым, хорошо отсортированным характером песков, соотношения размеров зерен разных минералов в которых подчиняются закону гидравлической сепарации в динамическом режиме [18]. В хуже сортированных, более крупнозернистых осадках овручской серии протерозоя, а также карбона Донбасса, в балтских и четвертичных отложениях известны находки более крупных алмазов [12].

Сразу же после открытия алмазоносности титан-циркониевых россыпей возникла проблема значения мелких алмазов как для выбора направления поисков, так и для непосредственного использования [10]. В соответствии с темой этой статьи остановимся только на первом аспекте. Для поисков коренных месторождений, очевидно, возможно два направления использования находок мелких алмазов: для оценки алмазоносности территорий и для прогнозирования локализации полей и отдельных тел алмазоносных пород. Первый подход в качественном приближении очевиден и послужил, как упоминалось выше, основанием для осуществления поисков коренных месторождений алмазов на УЩ. Попробуем сделать приближенную оценку возможного количества алмазоносных кимберлитовых (лампроитовых) и других пород, послуживших источником алмазов россыпей, на основе анализа распространенности разных типов алмаза.

Количество мелких алмазов, сосредоточенных в настоящее время в неогеновых россыпях, может быть грубо оценено в 10^7 кар, что примерно соответствует количеству алмаза в гипотетических пяти конусообразных трубках с поперечником верхнего сечения 300 м и глубиной выклинивания 1 км при среднем содержании алмаза в них 0,4 кар/т. Минимальный характер этой оценки очевиден: в россыпях сконцентрированы далеко не все алмазы. В частности, в них сосредоточены преимущественно только алмазы, имеющие размер менее 200 мкм. Масса первоначально более крупных кристаллов (обломков), заключенная в россыпях, всего в три-четыре раза превосходит массу микрокристаллов указанного размера. По ограниченным статистическим данным [12, 20] можно заключить, что истинное соотношение масс "макро"- и "микрокристаллов" должно быть в десятки — сотни раз более высоким, т. е. количество мантийных алмазов, первоначально содержавшихся в размытых коренных источниках, составляло не менее 10^8–10^9 кар и со-

ответствовало его содержанию в 50 гипотетических трубках с предположенными выше параметрами.

К еще более высокой оценке массы размытых материнских алмазоносных пород можно придти, сравнивая количества мантийных и импактных алмазов в россыпях. Известно, что относительное содержание импактных алмазов максимально в Зеленоярской россыпи, расположенной вблизи Белиловской астроблемы, импактиты которой являются высокоалмазоносными. По данным [16], превышение содержания импактного алмаза по отношению к наблюдаемому в других россыпях этого типа и возраста в этой россыпи составляет примерно 3 % относительно общего содержания в породе алмазов. Минимальное количество импактных алмазов, поступивших в окружающую среду при эрозии пород Белиловской астроблемы, можно оценить в 10^9 кар, а наиболее вероятное, с учетом выброса при образовании кратера — в 10^{10} кар [21]. Исходя из этого можно допустить, что указанные 3 % появились из-за дополнительного разрушения вблизи россыпи пород, содержавших 10^9–10^{10} кар алмаза, а поступление в россыпь в 30 раз большего количества мантийных алмазов — высвобождением при эрозии в зоне питания россыпи не менее, чем 10^{10}–10^{11} кар алмазов из мощнейших глубинных коренных источников. Если распространить эти данные на все известные россыпи, то получим минимальное значение на уровне 10^{12} кар.

При таком способе оценки, к сожалению, нельзя учесть многие факторы, ведущие к непропорциональному представительству генетических типов алмазов в россыпях. Например, изначально меньший размер зерен импактных алмазов ведет к увеличению их относительного содержания в россыпях, а пластинчатая форма — к худшей, чем для изометричных кристаллов глубинного алмаза, сохранности при транспортировке. В целом, несмотря на крайне приближенный характер подобных оценок, они позволяют сделать вывод, что количество геологических тел (трубок, даек), послуживших источником накопления алмазов в россыпях Украины, по-видимому, измерялось не менее, чем многими десятками, а территория УЩ являлась изначально высокоалмазоносной.

Хотя несомненно существование промежуточных коллекторов и переотложения материала россыпей, имеются данные о влиянии местных, существующих и в настоящее время под кайнозойским чехлом, источников их питания. Кроме рассмотренного выше случая импактного алмаза, хороший пример представляет собой циркон. В россыпях Северного Приазовья отчетливо преобладает дипирамидальный циркон, характерный для Октябрьского и Азовского месторождений в сиенитах. Встречается здесь и призматический циркон, тождественный развитому в гранитоидных комплексах Зеленой Могилы (данные Н. М. Барановой с соавторами, цитируется по [18]). Для россыпей Среднего Приднепровья, по данным Ю. А. Полканова, характерен метамиктный циркон, тождественный развитому на Ватутинском и других урановых месторождениях Центральноукраинского рудного района.

Приведенные примеры свидетельствуют о влиянии местной компоненты на формирование состава россыпей и, следовательно, о возможности использования распространенности алмазов в них для крупномасштабных поисков и оценок территорий. Методика такого использования требует дополнительной разработки.

Имеющиеся случаи игнорирования типоморфных особенностей алмаза, безусловно, приводят к дезориентировке поисковых работ. В условиях Украины — это отсутствие учета техногенных засорений и в последние годы совершенно безосновательное использование находок импактных алмазов как положительного признака при поиске кимберлитовых тел. Так, в Среднем Приднепровье предпринята попытка поиска кимберлитов в Зеленогайском метеоритном кратере. Основанием для этого послужила находка здесь в 1976 г. нескольких зерен импактных алмазов. Такого же рода попытка предпринята и относительно известных с 1979 г. алмазов импактитов Терновской астроблемы в Кривом Роге, почему-то бездоказательно называемых кимберлитами [1, 13, 17].

В случае Зеленогайского кратера выдвинута гипотеза об ошибке первооткрывателей здешнего алмаза, которые не смогли отличить импактный алмаз от мантийного. Как нам кажется, происходит обратная ошибка. Рассмотрев рисунок, любой здравомыслящий геолог, даже не привлекая результатов рентгеновских и других точных исследований, которые, кстати сказать, совершенно однозначны в смысле интерпретации генезиса зе-

рен алмаза и вмещающих их пород, может сделать вывод, что они разительно отличаются от мантийных. В импактных брекчиях кратера обломки пород основного состава представлены в разной степени измененными мелкозернистыми биотитовыми гнейсами и амфиболитами кристаллического основания. В брекчиях, кроме очень редко встречающихся зерен импактного алмаза, широко распространены минеральные зерна с признаками ударного метаморфизма: планарные элементы в кварце, аморфизация зерен полевых шпатов, зоны смятия в биотите. Очень характерны для импактных брекчий этого кратера своеобразные зоны смятия пертитового полевого шпата. В брекчии встречаются небольшие обломки кислого стекла с включениями зерен ударно-метаморфизованных минералов. Все эти признаки, как и особенности строения кратера, вполне однозначно позволяют диагностировать его как астроблему, что и было сделано и опубликовано почти 30 лет назад [4]. Не делает чести ученым, проводящим научное сопровождение этих поисковых работ, заключение о наличии здесь ксенолитов глубинных пород, в которых кварц заместил оливин и т. п. Почему-то положительным поисковым признаком на глубинное вещество признается широкое развитие в пустотах и цементе брекчий монтмориллонита, очень характерного не только для измененных эффузивных брекчий разного состава, но и импактных брекчий [7].

Еще более одиозным является случай "переопределения" терновских импактитов и импактных алмазов. Результаты изучения алмазов, впервые установленных здесь еще в 1979 г., как и вмещающих их пород, достаточно подробно опубликованы несколько лет назад [3]. Концентрация алмазов в терновских импактитах не превышает 0,1 кар на тонну. Авторы "реанимации" этой находки не только заменили состав вмещающих их пород со щелочного умеренно кислого на ультраосновной, но и "увеличили" в десятки раз содержание алмаза. В работах [1, 13, 17] необъяснимым образом определено содержание алмаза: в среднем 3 кар на тонну и до 7 кар "в отдельных разновидностях пород" [1]. В той же работе приведена даже проектная себестоимость попутной добычи алмаза (0,5 доллара за кар) и годовая проектная мощность добычи алмаза (100 тыс. кар). В результате вопросов, которые один из авторов настоящей работы (А. А. Вальтер) имел возможность задать А. В. Плотникову при защите последним докторской диссертации (в списке работ, опубликованных по теме которой, фигурировали алмазные работы [1, 13]), выяснилось, что автор "новой интерпретации" криворожских алмазов не может пояснить, как алмазы сепарировались, как диагностировались и как определялось их содержание в породах. Сообщалось только, что была отобрана проба весом 30 кг, изучавшаяся при помощи бинокуляра. Таким образом, мы можем заключить, что в данном случае имеет место не ошибка в диагностике, а подлог. Это кажется тем более вероятным, что аргументируя возможность использования алмазов Терновского проявления в качестве абразивов, чему благоприятствует, по мнению авторов [1, 13, 17], декларируемый ими кимберлитовый генезис алмазов, они нигде не указывают на возможность находки здесь ювелирных кристаллов, представляющих главную ценность алмазов кимберлитовых месторождений. По абразивным же свойствам импактные алмазы не уступают, а в некоторых случаях превосходят кимберлитовые того же размера [2].

В целом, анализ распространенности различных типов мелких алмазов в осадочных образованиях Украины позволяет считать территорию УЩ изначально высокоалмазоносной, а сохранность коренных источников мантийной алмазоносности — вполне вероятной. Алмазометрия в комплексе с другими методами прогноза: геодинамическими (тектоническими), геофизическими (трехмерная сейсмика и другие методы), минералогическими (минералы-спутники алмаза) вполне способна решить вопросы обнаружения таких источников. Решение этой задачи требует выполнения значительных объемов буровых и других геологоразведочных работ с более обоснованной, чем это имеет место сейчас, концентрацией их на определенных территориях и конкретных объектах. Должен быть и коренным образом повышен уровень научного сопровождения работ на алмазы, которое в настоящее время часто сводится к рекомендациям, в основе которых лежат, мягко говоря, совершенно необоснованные умозрительные заключения. Случаи таких "научных изысканий", к сожалению, далеко не ограничиваются приведенными выше примерами.

1. *Близнюков В. Г., Плотников А. В.* Перспективы попутной добычи алмазного сырья в Кривбассе // Горн. журн. — 1999. — № 5. — С. 20–22.
2. *Бочко А. В., Вальтер А. А., Гурский Д. С., Еременко Г. К.* Технологические свойства импактных алмазов // Минерал. журн. — 1999. — **21**, № 2/3. — С. 12–16.
3. *Вальтер А. А.* Феномен Первомайского месторождения в Криворожье и роль Я. Н. Белевцева в его познании // Там же. — 1997. — **19**, № 5. — С. 72–84.
4. *Вальтер А. А., Брянский В. П., Рябенко В. А., Лазаренко Е. Е.* О взрывной (метеоритной) природе Зеленогайской структуры на Украинском щите. — Докл. АН СССР. — 1976. — **229**, № 1. — С. 160–162.
5. *Вальтер А. А., Гурский Д. С., Еременко Г. К., Бочко А. В.* Импактные алмазы — новый вид минерального сырья Украины // Мінеральні ресурси України. — 1999. — № 3. — С. 16–22.
6. *Вальтер А. А., Еременко Г. К., Квасница В. Н., Полканов Ю. А.* Ударно-метаморфогенные минералы углерода. — Киев: Наук. думка, 1992. — 171 с.
7. *Вальтер А. А., Федулов К. В., Бобонич Ф. М., Соломаха В. П.* Цеолиты и ассоциирующие с ними поздние минералы импактитов // Минерал. журн. — 1995. — **17**, № 1. — С. 71–81.
8. *Еремин Н. И.* Новое в освоении месторождений алмазов // Геология руд. месторождений. — 2002. — **44**, № 5. — С. 450–456.
9. *Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А.* О находке алмазов в титано-циркониевых песках // Докл. АН СССР. — 1964. — **157**, № 5. — С. 1129–1130.
10. *Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А.* О генезисе и практическом применении мелких алмазов // Алмазоносность юго-западной окраины Русской платформы. — Киев: Наук. думка, 1970. — С. 81–90.
11. *Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А.* О некоторых особенностях алмазов из титаноносных россыпей Северного Казахстана // Тр. минерал. музея им. А. Е. Ферсмана. — 1972. — Вып. 21. — С. 183–185.
12. *Квасница В. Н.* Мелкие алмазы. — Киев: Наук. думка, 1985. — 215 с.
13. *Коваль В. Б., Плотников А. В., Петрусенко И. Ю.* О перспективах выявления в Криворожско-Кременчугском железорудном поясе месторождений в карбонатитах, кимберлитах и лампроитах // Зб. наук. праць Держ. наук. центру радіогеохімії навколишнього середовища. — Київ, 2000. — Вип. 2. — С. 6–19.
14. *Масайтис В. Л., Футургендлер С. И., Гнеушев М. А.* Алмазы в импактитах Попигайского метеоритного кратера // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. — 1972. — Ч. 101, вып. 1. — С. 108–113.
15. *Михайлов М. В., Лукьянова Л. И., Масайтис В. Л. и др.* Месторождения алмазов России и Казахстана // Разведка и охрана недр. — 1993. — № 8. — С. 20–23.
16. *Палкина Е. Ю.* Алмазы Украины: установление генетической природы кристаллов и отбраковка техногенного засорения в связи с прогнозированием и поисками алмазных месторождений // Минерал. журн. — 1994. — **16**, № 7. — С. 78–84.
17. *Паранько І. С., Плотніков О. В., Гладких В. І.* Про кімберлітовий магматизм і алмазоносність Тернівської структури Кривбасу // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. — 1999. — Вип. 14. — С. 56–62.
18. *Цымбал С. Н., Полканов Ю. А.* Минералогия титано-циркониевых россыпей Украины. — Киев: Наук. думка, 1975. — 248 с.
19. *Щербак М. П., Квасниця В. М.* Нові перспективи пошуків корінних джерел алмазу на Українському щиті // Минерал. журн. — 2001. — **23**, № 1. — С. 5–10.
20. *Miller P.* The Canadian diamond rush // The Revitalised Diamond Market. — 2nd ed. — Yorktown, Canada, 1993. — P. 24–26.
21. *Valter A. A., Gurskij D. S., Eremenko G. K.* Distribution of impact diamond in the Belilovka (Zapadnaja) astrobleme in the Ukrainian Shield // LPSC. — 2000. — **31**, No 1215.

Ин-т приклад. физики НАН Украины, Сумы, Киев
Ин-т геохимии, минералогии и рудообразования
НАН Украины, Киев
Крым. отд. Укр. гос. геол.-развед. ин-та Минэкоресурсов
Украины, Симферополь

Поступила 26.08.2003

РЕЗЮМЕ. В розсипах та осадових породах України відомі численні знахідки алмазів різних генетичних типів, серед яких 95–99 % представлені кристалами, що є типовими для мантійних джерел. За співвідношенням кристалів та їх уламків, а також з врахуванням впливу місцевого джерела відомої потужності (Білилівська астроблема) на зростання частки імпактних алмазів в Зеленоярському розсипищі, зроблена мінімальна оцінка кількості алмазів в корінних джерелах Українського щита, що були зруйновані при формуванні осадового чохла — 10^{12} кар. Доводиться, що найімовірніше формування алмазоносних розсипів йшло переважно безпосередньо з корінних джерел мантійних алмазів, а не з проміжних колекторів. Наведені приклади помилок, що їх припускаються при пошуках родовищ алмазу через ігнорування його типоморфних ознак і відповідно невірне визначення генезису алмазів.

SUMMARY. From numerous findings of diamonds of different genetic types, 95–99 % of them being presented by the crystals typical of the mantle sources. Proceeding from the ratio of crystals and their fragments as well as with regard for the effect of the local source of the known power (Belilov astroblem) on the number of impact diamonds in the Zeleny Yar placer, the minimum amount of diamonds in the maternal rocks of the Ukrainian Shield, which were destructed under the formation of the sedimentary cover, was estimated as 10^{12} carats. Some peculiarities of the mineral composition of diamond-bearing placers evidence for the fact that accumulation of heavy metals in them mainly proceeded owing to maternal sources and not to intermediate collectors. The example of the errors which are made usually during diamond deposits prospecting because of disregarding its typomorphic features and, respectively, incorrect determination of its genesis.

МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ
MINERALOGICAL JOURNAL
(UKRAINE)

УДК 549.211 (477)

Е. Ю. Палкина, Ю. А. Полканов, А. Я. Хренов

К проблеме алмазоносности Украины: типоморфизм мелких алмазов и создание отраслевого стандарта по определению происхождения алмазов

Обнаружение широкого распространения мелких алмазов в терригенных отложениях и установление их типоморфизма привели к созданию методик их извлечения и открыли новые возможности районирования территории при поисках месторождений алмазов по прямому поисковому признаку — находкам мелких алмазов в россыпях. Возникающие сложности при диагностике, выделении и отбраковке техногенного засорения проб алмазами можно решить при помощи созданного и утвержденного в качестве отраслевого документа стандарта Украины "Определение происхождения алмазов. Методические рекомендации".

В 1970-х гг. в некоторых разновозрастных терригенных отложениях разных геологических регионов мира было открыто широкое распространение мелких (мельче 0,5 мм) природных алмазов естественной крупности, в основном, в зрелых осадках, сложенных комплексами устойчивых к выветриванию и транспортировке минералов. Ранее природные алмазы такой крупности практически не изучались [1, 2].

Установление алмазоносности терригенных пород ряда регионов связано с реализацией концепции естественных ловушек алмазов. Согласно этой концепции, при наличии алмаза в области питания он как минерал, обладающий уникальной устойчивостью при выветривании и транспортировке, а также повышенной плотностью, концентрируется в природном шлихе с тяжелыми, устойчивыми к разрушению минералами. Именно такими минералами сложены продуктивные пески титан-циркониевых и других россыпей.

К настоящему времени установлена алмазоносность многочисленных разновозрастных терригенных отложений (десятков мелко- и тонкозернистых россыпей, в том числе расположенных в приплотиковых толщах) крупных геологических регионов и выделены провинции распространения однотипных по морфологии и физическим свойствам мелких алмазов.

Мелкие алмазы установлены в разновозрастных песках Украины, России (Центр, Западная Сибирь, Предкавказье), Казахстана, в прибрежных песках Индии, Австралии, Африки, Бразилии и т. д. В пределах Восточно-Европейской платформы зафиксирована алмазоносность терригенных комплексов пород от верхнего протерозоя до современных. Наиболее древними алмазоносными породами являются протерозойские конгломераты, гравелиты и песчаники белокоровичской свиты, распространенные в пределах одноименной впадины в северо-западной части Украинского щита (УЩ). Известны находки мелких алмазов в гравийно-песчаных и песчаных комплексах пород венда, девона, карбона, перми и мела, в неоген-палеогеновых, четвертичных и современных отложениях, развитых на территории Украины. Последние представлены прибрежно-морскими отложениями побережий Черного и Азовского морей и прилегающих лиманов, а также аллювием рек Днепр, Днестр и их притоков [6, 7, 10].

Общее количество алмазов, обнаруженных в этих отложениях, достигает тысяч кристаллов крупностью от 0,04 до 0,5 мм.

Несмотря на территориальную разобщенность и различия в возрастном и структурном положении, большинство исследованных мелкозернистых россыпей Восточно-Европейской платформы, Казахстана и Западной Сибири близки между собой по строению и условиям залегания продуктивных толщ. Терригенный материал поступал в россыпи

© Е. Ю. Палкина, Ю. А. Полканов, А. Я. Хренов, 2003

ISSN 0204-3548. Mineral. Journ. (Ukraine). — 2003. — 25, No 5/6

(речь идет преимущественно о погребенных россыпях) с обширных площадей сноса, из мест развития различных разновозрастных комплексов пород.

Впервые в этих россыпях в земных осадках обнаружены космогенные алмазы с лонсдейлитом [5]. Методика их извлечения успешно применена при поисках и разведке импактных алмазов астроблем (Сибирь, Украина и др.) [11].

Выявление и исследование природных лонсдейлитсодержащих алмазов стимулировало работы по взрывному синтезу и созданию новых сверхтвердых композитных материалов [4].

Мелкие природные алмазы естественной крупности обладают высокими прочностью, абразивной способностью и другими техническими характеристиками, что позволяет рассматривать их как качественно новое техническое сырье [9]. Поэтому большой интерес представляла бы наработка относительно крупной (до 10 кар) опытной партии и испытание мелких алмазов в инструменте для выявления возможных уникальных областей применения. Первый опыт такого рода в КО УкрГГРИ (ранее УкрГИМР) уже проведен. Положительное решение этого вопроса свидетельствовало бы о целесообразности попутного извлечения мелких алмазов при промышленной переработке титан-циркониевых песков.

Открытие мелких алмазов породило и другие важные научные и прикладные задачи, не вышедшие пока из постановочной стадии. В их числе, например, оценка материальной связи Земли и Космоса и метеоритной активности в разные эпохи осадконакопления [17, 18].

Необходимо подчеркнуть, что проблема мелких алмазов впервые была сформулирована в Украине. Разработанные у нас методология, методика, технология и лабораторная техника с успехом были применены в других регионах бывшего Советского Союза [10]. В результате были получены ценные научные и важные практические результаты. Эффективным оказалось использование мелких алмазов при региональной оценке алмазоносности и прогнозировании вероятного типа материнских источников новых территорий. Пробы относительно небольшой массы являются достаточно представительными и обеспечивают оперативное проведение прямых поисков. Показательна, например, реализация прогноза новых материнских источников на основе изучения мелких алмазов титан-циркониевых россыпей Северного Казахстана. Открыто Кумдыкольское месторождение технических алмазов в породах эклогит-гнейсового комплекса [7, 12]. В качестве примера можно также привести прогноз уровня алмазоносности кимберлитовых трубок Архангельской алмазоносной провинции на основе анализа морфологии мелких алмазов [16].

Выявление нетрадиционных материнских источников алмаза в Украине связано, прежде всего, с не имеющими аналогов "эндемичными" алмазами "днестровского типа", находки которых в основном приурочены к балтским отложениям междуречья Днестра и Буга. Решение этого вопроса, по нашему мнению, связано с мелкими алмазами и должно включать подготовительную часть (извлечение кристаллов, изучение их технологических свойств, наладка доводочной стадии извлечения) и основную — систематическое по-

исковое опробование (определение путей миграции и локализации материнских источников) [14].

Рассмотрим практическую сторону поисков промышленных месторождений алмазов по такому прямому поисковому признаку, как находки мелких алмазов. Перспективы территории Украины оцениваются высоко, однако до настоящего времени промышленные месторождения алмазов не найдены. Одной из причин, тормозящих их открытие, на наш взгляд, является некорректная оценка находок алмазов как результат недостаточного осознания исследователями необходимости правильного определения генетического типа алмаза и, главное, не учитывается техногенное засорение проб алмазами. Последнее дезориентирует геологов и существенно мешает поискам [14, 16].

Правильная диагностика и определение происхождения кристаллов алмаза является сложной задачей в связи с его полигенностью. Обычно, при опробовании нетрадиционных типов потенциально алмазоносных пород находка даже единичных зерен алмаза воспринимается как успех. Попутно необходимо отметить, что месторождений нетрадиционных генетических типов, которые бы имели промышленное значение, в мире пока еще не найдено. Разработка упомянутых выше месторождений, таких как Кумдыкольское и месторождения астроблем, — дело будущего. Промышленное значение в мировой практике в настоящее время имеют только коренные и россыпные месторождения, связанные с породами кимберлит-лампроитового ряда. Именно в связи с разной практической значимостью месторождений различного генетического типа имеет значение правильное определение генетического типа алмаза, найденного в россыпи.

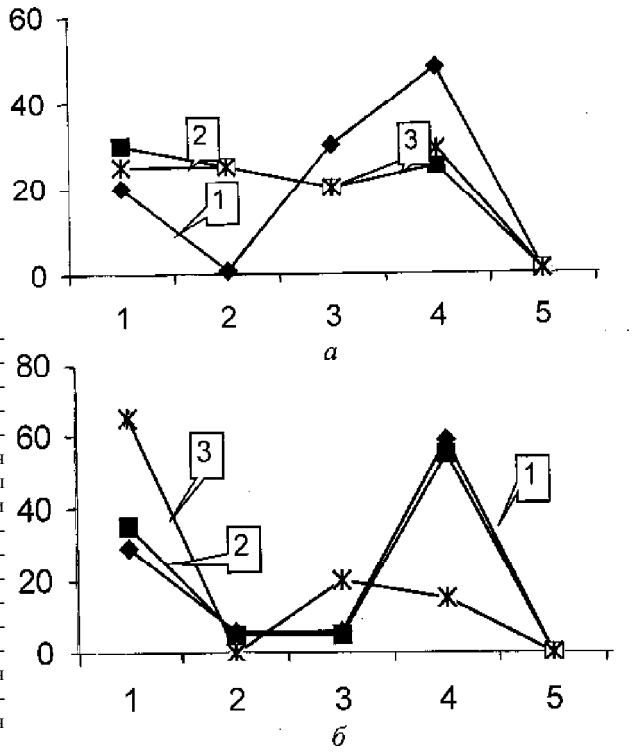
Находки алмазов, которые упоминаются в различных публикациях и отчетах, приводятся обычно без описания самих алмазов. То есть находка алмаза воспринимается как самодостаточный факт для того, чтобы считать породы, из которых он извлечен, потенциально алмазоносными. А алмазы — великие путешественники. Посланные к нам из глубин Земли, они активно перемещаются по ее поверхности.

Наш опыт работы по обогащению алмазосодержащих пород и извлечению алмазов показывает, что достаточно часто алмаз, извлеченный при обогащении, не имеет ничего общего с пробой, из которой он извлечен. То есть имеет место так называемое техногенное засорение. Опубликованные нами по поводу техногенного засорения статьи и заключения по находкам алмазов обычно игнорируются. В качестве примера можно привести ситуацию с алмазами, извлеченными при обогащении пород приазовской трубки Мрия. То, что эти алмазы являются синтетическими, было ясно и при первом взгляде на них. Однако алмазы были детально изучены: морфология — преимущественно кубооктаэдры; установлено наличие нитевидных включений и слабая магнитность; определен центр фотолюминесценции 484 нм. Все это — признаки синтетических алмазов, что и было изложено в нашем заключении. И, тем не менее, эти алмазы продолжают упоминаться в различных публикациях как истинные находки алмазов неясного генезиса.

То есть все прилагаемые КО УкрГГРИ усилия по установлению происхождения алмазов, истинности находок и отбраковке техногенного засорения до последнего времени являлись "гласом вопиющего в пустыне".

Поэтому постановка Государственной геологической службой Украины в Крымском отделении Украинского государственного геологоразведочного института темы по созданию отраслевого стандарта "Определение происхождения алмазов. Методические рекомендации" была весьма актуальной. Большая помощь в формализации задач и в оформлении стандарта была оказана сотрудником метрологической группы УкрГГРИ В. К. Тарасенко. Хочется также поблагодарить всех специалистов, которые прислали отзывы на первую редакцию стандарта и существенно помогли в работе над ним.

Создание отраслевого стандарта преследовало цель дать в руки производственным организациям вполне доступный "рабочий инструмент" — обоснованный оптимальный порядок исследования находок алмазов для установления генетического типа алмаза и, прежде всего, отбраковки техногенного засорения. Для охвата всего спектра методов исследования можно пользоваться "Методическим руководством по комплексному исследованию типоморфных свойств алмазов при локальном прогнозировании и поисках коренных месторождений", выпущенным в 1988 г. ЦНИГРИ, и некоторыми другими работами. Названия работ, где достаточно полно и подробно излагаются существующие мето-



Распределение алмазов по морфологии в терригенных отложениях Украины: *1* — октаэдры, *2* — кривогранные ромбододекаэдры, *3* — комбинационные, *4* — кубы, *5* — пластинчатые (импактные). *Регион*: центральная и юго-западная части УЩ (*а*). Цифры в квадратах: *1* — неогеновые россыпи УЩ (~ 6000 зерен), *2* — четвертичные отложения УЩ (~ 600), *3* — четвертичные отложения побережья Черного моря (~ 120); Донбасс, Приазовье (*б*). Цифры в квадратах: *1* — палеозойские россыпи Донбасса (52 зерна), *2* — четвертичные отложения Донбасса и Приазовья (22), *3* — четвертичные отложения побережья Азовского моря (27)

ды исследования и основные принципы, которыми следует руководствоваться при изучении алмазов, приведены в объяснительной записке к стандарту. Стандарт утвержден в качестве отраслевого документа в ноябре 2002 г.

При выборе признаков, комплекса которых достаточно для идентификации алмаза, мы отбирали наиболее контрастные, доступные для изучения и позволяющие однозначно решить поставленную задачу (таблица). Это — фазовый состав, морфология, гранулометрия, фотолюминесценция, определяемые визуально включения, иногда спектры фотолюминесценции и электронного парамагнитного резонанса [8, 13, 15, 19].

Руководствуясь этим комплексом признаков, мы кратко описали основные генетические типы алмаза, характерные для кимберлитовых, метаморфогенных и импактных месторождений. Однако сочли нецелесообразным включать в текст стандарта описание очень редко встречающихся и трудно диагностируемых алмазов: метеоритных, карбонадо, не установленного генезиса (алмазы "днестровского типа", сиреневые кубы и кубоиды из россыпей).

В то же время мы полагали необходимым включить в текст стандарта типоморфные признаки синтетических алмазов и алмазов природного происхождения, используемых в абразивных инструментах, поскольку в процессе опробования они извлекаются достаточно часто и в значительном количестве.

Применение методических приемов изучения находок и учет типоморфных признаков алмазов, изложенных в стандарте, на наш взгляд, должны привести к получению корректной информации, необходимой для районирования территории и выбора перспективных площадей, а также для снижения затрат при поисках промышленных месторождений алмазов.

В качестве примера такой работы можно привести проведенное нами установление типоморфизма алмазов, найденных в россыпях Украины. Испытывая, как и все исследователи, дефицит свежего материала, мы попытались проанализировать находки алмазов прошлых лет по регионам Украины, как существующие, так и описанные в литературе, по трем основным признакам — морфологии, гранулометрии и фотолюминесценции. И вот что получилось: для центральной и юго-западной частей Украины, отложения которых являются областью питания побережья Черного моря, характерна близость по морфологическому составу и физическим свойствам алмазов из четвертичных отложений и

полтавско-сарматских россыпей. Здесь отчетливо прослеживается тенденция к накоплению более прочных алмазов (октаэдров и округлых кристаллов с синей и сине-зеленой фотолюминесценцией) и к уменьшению доли менее прочных алмазов (кубов и комбинационных кристаллов с желто- и красно-оранжевой фотолюминесценцией), что связано, вероятно, с существенным перемещением кристаллов [3].

В целом, алмазы из современных отложений отличаются от кристаллов из более древних толщ только меньшей степенью сохранности и уменьшением количества наиболее хрупких алмазов. Анализ типоморфных признаков алмазов из современных пляжных морских отложений Черного и Азовского морей показал, что эти группы алмазов существенно различаются. Для побережья Черного моря характерны алмазы, аналогичные кристаллам из полтавско-сарматских россыпей (Зеленый Яр, Самоткань и т. п.), а для северного побережья Азовского моря доля кимберлитовых алмазов значительно выше. То есть можно предположить, что существует неизвестный источник поступления на побережье Азовского моря кимберлитовых алмазов, не связанный с исследуемым сейчас регионом (рисунок).

При сравнении кривых распределения алмазов из неогеновых и четвертичных отложений центральной и южной частей УЩ и сопоставления их с кривыми, построенными для кристаллов, обнаруженных на побережье Черного моря, отчетливо видно, что эти кривые однотипны и, следовательно, основным источником поступления алмазов на побережье являются неогеновые отложения. Увеличение доли кубов в пляжных отложениях Черного моря, по сравнению с современными отложениями центральной и юго-западной частей УЩ, вероятно, вызвано дополнительным сносом алмазов из Приднестровья.

Аналогичное сравнение распределения палеозойских алмазов и кристаллов из более молодых терригенных комплексов Донбасса и алмазов побережья Азовского моря показывает их существенное различие, которое заключается в том, что алмазы кубического габитуса с красно-оранжевой фотолюминесценцией либо практически не поступали на побережье Азовского моря, либо их доля существенно меньше за счет упомянутого выше дополнительного источника кимберлитовых алмазов [15].

Все изложенное выше позволяет считать перспективы Украины по обнаружению промышленных месторождений алмазов достаточно высокими. Возможности использования мелких алмазов далеко не исчерпаны, и развитие этого направления может внести существенный вклад в решение проблемы алмазоносности Украины.

Авторы благодарят академика НАН Украины Н. П. Щербака за поддержку и предоставленную возможность изложить этот материал на страницах журнала.

1. *Алмазоносность* юго-западной окраины Русской платформы / Под ред. Н. П. Семененко. — Киев: Наук. думка, 1970. — 118 с.
2. *Алмазы* песчаных отложений Украины / Отв. ред. Ю. Ю. Юрк и др. — Киев: Наук. думка, 1973. — 167 с.
3. *Бартошинский З. В., Бекеша С. Н., Винниченко Т. Г.* О связи степени сохранности кимберлитовых алмазов с их некоторыми оптическими особенностями // Минерал. сб. Львов. ун-та. — 1988. — № 42. — С. 7–13.
4. *Бокий Г. Б., Безруков Г. Н., Клюев Ю. А. и др.* Природные и синтетические алмазы. — М.: Наука, 1986. — 221 с.
5. *Витриченко Э. А., Полканов Ю. А.* К проблеме космогенных алмазов в земных осадках // Астроном. циркуляр. — 1972. — № 698. — С. 2–5.
6. *Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А.* О находке алмазов в титано-циркониевых песках // Докл. АН СССР. — 1964. — **157**, № 5. — С. 1129–1130.
7. *Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А.* О некоторых особеностях алмазов из титаноносных россыпей Северного Казахстана // Тр. минерал. музея им. А. Ферсмана. — 1972. — Вып. 21. — С. 183–185.
8. *Квасница В. Н., Зинчук Н. Н., Коптиль В. И.* Типоморфизм микрокристаллов алмаза. — М.: Недра, 1999. — 220 с.
9. *Кирикилица С. И., Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А.* Методические рекомендации по диагностике и выделению мелких алмазов. — Симферополь: ИМР, 1981. — 106 с.
10. *Кирикилица С. И., Кашкаров И. Ф., Полканов Ю. А.* Мелкие алмазы (источники, типоморфизм, достоверность находок) // Минерал. журн. — 1981. — **3**, № 5. — С. 75–78.
11. *Масайтис В. Л., Футергендлер С. И., Гневушев М. А.* Алмазы в импактитах Попигайского метеоритного кратера // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. — 1972. — Ч. 101, вып. 1. — С. 108–112.
12. *Надеждина Е. Д., Посухова Т. В.* Морфология кристаллов алмаза из метаморфических пород // Минерал. журн. — 1990. — **12**, № 2. — С. 3–15.
13. *Орлов Ю. Л.* Минералогия алмаза. — М.: Наука, 1984. — 264 с.

14. *Палкина Е. Ю.* Алмазы Украины: установление генетической природы кристаллов и отбраковка техногенного засорения в связи с прогнозированием и поисками алмазных месторождений // Минерал. журн. — 1994. — **16**, № 2. — С. 78–84.
15. *Палкина Е. Ю.* Степень информативности и методические приемы при изучении типоморфных особенностей алмазов из терригенных отложений (на примере Украины) // Тез. докл. Междунар. науч.-практ. конф. "Прогнозирование и поиски коренных алмазных месторождений". — Симферополь, Судак, 1999. — С. 277–278.
16. *Палкіна О. Ю., Хренов О. Я.* Три головні параметри вивчення алмазів при прогнозуванні та пошуків їх родовищ // Мінеральні ресурси України. — 1997. — № 1/2. — С. 14–16.
17. *Полканов Ю. А., Витрученко Э. А.* Космогенные алмазы в россыпях // Проблемы космохимии. — Киев, 1974. — С. 54–59.
18. *Полканов Ю. А., Еременко Г. К., Сохор М. И.* Импактные алмазы в мелкозернистых россыпях Украины // Докл. АН УССР. — 1973. — № 11. — С. 989–990.
19. *Физические* свойства алмаза: Справ. / Под ред. Н. В. Новикова. — Киев: Наук. думка, 1987. — 124 с.

Крым. отд. Укр. гос. геол.-развед. ин-та Минэкоресурсов Украины, Симферополь

Поступила 05.28.2003

РЕЗЮМЕ. Встановлення широкого розповсюдження дрібних алмазів в теригенних відкладах і визначення їх типоморфізму призвели до створення методик їх вилучення та відкрили нові можливості районування території при пошуках родовищ алмазів за прямою пошуковою ознакою — знахідками дрібних алмазів у розсипищах. Труднощі, що виникають при діагностиці, вилученні і відбракуванні техногенного засмічення проб алмазами можна вирішити за допомогою створеного та затвердженого галузевого документу стандарту України "Визначення походження алмазів. Методичні рекомендації".

SUMMARY. The finding of the broad distribution of small diamonds in terrigenous deposits and the establishing of their typomorphism resulted in creation of the methods of their extraction and opened new possibilities of the territory regioning when prospecting diamond deposits by direct prospecting feature — the findings of small diamonds in placers. The complications in diagnostics, isolation and rejection of technogenic contamination of samples with diamonds may be settled with the help of the standard of Ukraine "Determination of diamonds origin. Methodical recommendations", created and approved as the branch document.

МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ
MINERALOGICAL JOURNAL
(UKRAINE)

УДК 549.211 : 548.73 : 548.75(477)

К. О. Ільченко, В. М. Квасниця, М. М. Таран, М. А. Козар, В. М. Павлюк, Ю. С. Цимбал

Дефектні центри дрібних алмазів України (за даними інфрачервоної спектроскопії)

Методом інфрачервоної спектроскопії досліджено мікрокристали алмазу з протерозойських білокоровицьких кластогенних відкладів, Зеленоярського і Самотканського титан-цирконієвих розсипів неогенового віку, розміщених в різних геоблоках Українського щита, та для порівняння — дрібні алмази з кімберлітових трубок Якутії. Встановлено подібність і суттєві відмінності як між спектрами мікрокристалів з різних українських відкладів, так і загалом між українськими та якутськими зразками. Окрім мікрокристалів типу I*a*, характерного для переважної більшості якутських алмазів, серед українських зразків, в першу чергу самотканських та зеленоярських, багато (від 30 до 58 %) мікрокристалів типів I*ab*, I*b* та безазотних. За ступенем агрегованості азотних центрів найближчими до якутських можна вважати білокоровицькі алмази. Порівняння алмазів типу I*a* свідчить, що вміст центрів *A*, *B*1 та *B*2 в окремих самотканських та зеленоярських зразках може суттєво перевищувати відповідні значення, встановлені для алмазів Якутії.

У спектрах досліджених алмазів фіксується значна кількість часто інтенсивних смуг поглинання інших (неазотних?) дефектів, походження яких вимагає уточнення. Серед них — смуги, співставленні з дефектами, умовно названими *E*- (смуга 1030−1050 $см^{-1}$) та *X*-центрами (смуга 975−1010 $см^{-1}$), а також смуги поглинання, що, вірогідно, можуть бути пов'язані з коливаннями іонів $[CO_3]^{2-}$, $[NO_3]^-$(?), води, гідроксильних та карбонільних груп, вініліденових зв'язків >C=CH_2, аліфатичних груп CH_2, CH_3, зв'язків C—N, N—H та ін. На прикладі окремих зразків показано, що в межах одного мікрокристала існують зони, збагачені агрегованими азотними центрами *A* та *B*1 і вініліденовими зв'язками (смуга 3107 $см^{-1}$), і безазотні зони, що не містять останніх, але збагачені аліфатичними вуглеводнями, водою, карбонатними, *E*- та іншими дефектами. Нерівномірність розподілу багатьох дефектів виявлено також у зразках типу I*b* і в зразках безазотного алмазу.

На основі одержаних спектроскопічних даних висловлено припущення про можливі значні відмінності в умовах кристалізації та/або віці й подальшій термічній історії окремих зразків кожного з розсипів, що може бути пов'язано з приналежністю вивчених алмазів до різних материнських джерел.

Вступ. Алмаз — мінерал, кристали якого належать до планаксіального виду кубічної сингонії (з центром симетрії). Повносиметричні коливання, до яких належить єдина однофононна власна мода алмазу з частотою 1332 $см^{-1}$, в центросиметричних структурах активні лише в спектрах комбінаційного розсіювання (КР) і заборонені в інфрачервоних (ІЧ) спектрах. Тому в так званій однофононній області ІЧ-спектру ідеального кристала алмазу (400–1900 $см^{-1}$) будь-які смуги поглинання відсутні і спектр має бути представлений лише двофононними модами в діапазоні 1900–2600 $см^{-1}$, які обов'язково присутні в спектрах всіх без винятку зразків, мають дуже характерний вигляд (рис. 1, зр. С-012) і можуть застосовуватись для діагностики алмазу. Для реальних кристалів, окрім власних двофононних смуг поглинання в ІЧ-спектрах переважної більшості природних і синтетичних алмазів, зазвичай фіксуються смуги поглинання, обумовлені наявністю різноманітних азотних та деяких інших власних чи домішкових дефектів структури.

За прийнятою фізичною класифікацією, алмази, що містять агреговані азотні центри *A*, *B*1 та *B*2, віднесені до типу I*a*, а ті, що містять лише одноатомні парамагнітні азотні центри *C* — до типу I*b* [4]. Відомо також, що природні алмази (з кімберлітів) переважно належать до типу I*a*. Алмази типу I*b* — здебільшого синтетичні, серед природних кристалів вони складають лише 0,1 % [14]. Алмази, ІЧ-спектри яких не мають смуг поглинання азотних центрів *A*, *B*1, *B*2 та C, за тією ж класифікацією віднесені до ще рідкіснішого типу II*a*.

Одноатомні азотні центри *C* в синтетичному алмазі при відповідній термічній обробці можуть перетворюватися в *A*-центри [2, 11, 12]. За даними Т. Еванса і З. Кі [19], при

© К. О. Ільченко, В. М. Квасниця, М. М. Таран, М. А. Козар, В. М. Павлюк, Ю. С. Цимбал, 2003

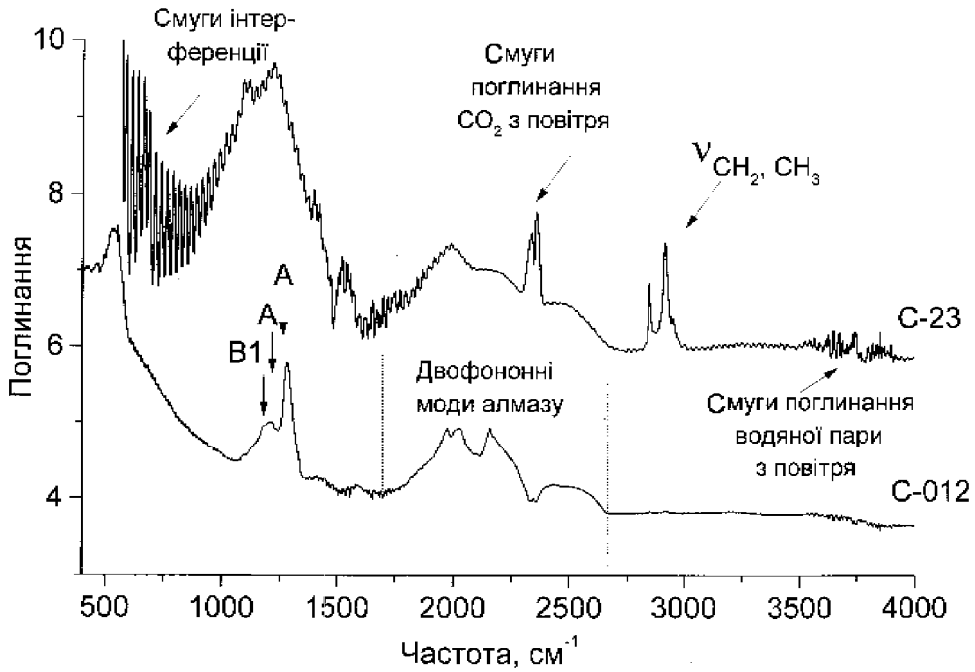


Рис. 1. Типові ІЧ-спектри монокристалічного (С-012, тип I*a*) та імпактного полікристалічного (С-23) алмазів

подальшому підвищенні температури й тиску процес агрегації азоту продовжується з конкурентним перетворенням центрів *A* одночасно в центри *B*1 та *B*2. Тобто відсутність або наявність в алмазі певних азотних центрів та їх співвідношення несуть інформацію як про його термічну історію, так і можливий вік утворення. Не менш важливі й інші дефектні центри та включення в алмазі, які теж можуть бути використані для встановлення його генезису (материнських джерел тощо), особливо це має значення при вивченні алмазу з осадових відкладів та розсипів.

Методом ІЧ-спектроскопії нами досліджено колекції мікрокристалів алмазу з протерозойських білокоровицьких кластогенних відкладів (Б — 10 зразків), з Зеленоярського (З — 30 зразків) і Самотканського (С — 80 зразків) титан-цирконієвих розсипів неогенового віку та для порівняння — з кімберлітових трубок "Удачная" (Уд — 40 зразків) та "Юбилейная" (Юб — 2 зразки) (Росія, Саха — Якутія). Раніше за допомогою цього методу були вивчені поодинокі мікрокристали алмазу з неогенових і четвертинних відкладів Українського щита (УЩ), які, звичайно, не могли дати повне уявлення про склад і концентрацію азотних та інших дефектів в українських алмазах [8].

ІЧ-спектри для перерахованих вище колекцій мікрокристалів алмазу отримані в спектральному діапазоні 400–4000 $см^{-1}$ на обладнаному мікроскопом Фур'є-спектрометрі *Bruker IFS* 66. Через те, що ІЧ-спектри вимірювалися за однопроменевою схемою, в деяких з них спостерігаються нескомпенсовані смуги поглинання атмосферної водяної пари та оксиду вуглецю. Ці паразитні смуги значно вужчі за ті, що належать власне алмазу, мають сталу частоту та характерну конфігурацію, добре відому спеціалістам. Такі смуги, як правило, легко ідентифікуються при аналізі спектрів (рис. 1). У частині спектрів крива поглинання алмазу ускладнюється вузькими еквідистантними лініями, можливо, пов'язаними з явищем інтерференції (рис. 1, С-23). Через це в спектрах деяких таких зразків вдалося визначити частоту та інтенсивність лише найсильніших смуг поглинання, якість же багатьох спектрів виявилася взагалі неприйнятною.

Вивчені мікрокристали (розміром 0,2–0,3 для українських і біля 0,5 мм для якутських алмазів) досліджувались в їх природному стані без будь-якої спеціальної обробки. Тому до однакової товщини кристалів всі одержані нами спектри були нормовані за інтенсивністю однієї з двофононних смуг. Інтенсивність поглинання вимірювалась в умовних одиницях в максимумі відповідної смуги поглинання, оскільки вимірювання товщини кожного мікрокристала з огляду на їх розміри виявилось проблематичним.

Окрім монокристалів було досліджено три зразки полікристалічного імпактного алмазу з Самотканського розсипу, спектри яких мають свою специфіку як у двофононній, так і в однофононній областях (для порівняння див. рис. 1, зр. С-23 та С-012), що свідчить про структурні відмінності цього алмазу, пов'язані з особливостями його кристалізації (твердофазовим переходом графіту в алмаз) та розорієнтацією мікрокристалітів в імпактному зразку.

Результати досліджень. В ІЧ-спектрах українських алмазів реєструються як добре відомі смуги поглинання, спричинені характерними для більшості природних алмазів агрегованими азотними центрами *A* (два атоми азоту в сусідніх вузлах структури [15]),

Таблиця 1. **Основні дефектні центри та відповідні їм основні смуги поглинання, зафіксовані в ІЧ-спектрах алмазу, їх природа та типи алмазу (за даними опублікованих робіт і результатами наших досліджень)**

Тип центру, частота основних смуг поглинання, $см^{-1}$	Природа центру	Тип алмазу
	Одноатомний азотний центр	
C, 1345*, **1135**	Одиночні атоми азоту у вузлах ґратки	I*b* (переважно синтетичні алмази)
	Агреговані азотні центри	
A, **1282**, *1210*, 1100 пл.	Два атоми азоту в сусідніх вузлах ґратки	I*a*
B1, *1332**, **1175**, *1100*, 1010 пл., 780	Чотири атоми азоту, тетраедрично розташовані навколо вакансії атому вуглецю або азотні агрегати в площині (111)	I*a*
B2, **1359–1382**, *1430*	Плейтелітси	I*a*
	Інші центри	
E, *1020* пл., **1030–1050**, *1332** ?	Природа центру не встановлена	I*a*, I*ab*, I*b*, безазотний алмаз
X, 975–1010	Те саме	Те саме
860	" "	Безазотний алмаз
~ 920	" "	Те саме
1080	" "	" "
$[NO_3]^-$, широкі смуги: *~ 1350–1390*	$[NO_3]^-$	I*a*, I*ab*, I*b* безазотний алмаз
$[CO_3]^{2-}$, широкі смуги: **1400–1470**, іноді 680–710 та *850–890*	$[CO_3]^{2-}$	Те саме
Широкі смуги, 1500–1600	Природа центру не встановлена N=N?, C—NO_2?	" "
Вузькі смуги *1405*, 2786, 3150, 3235, **3107** та ін.	δ, 2δ та ν- зв'язків >C=CH_2	" "
Вузькі смуги: 720–750, 1200–1500,	δ_{CH_2,CH_3} та ін.;	" "
2840–2980	ν_{CH_2,CH_3}	
1640–1680, широкі смуги **3200–3400**	δ_{H_2O}, ν_{H_2O}	" "
1759	Карбонільна група >C=O	" "
3000–3800	O—H, C—H, C—N? N—H?	" "

П р и м і т к а. Жирним шрифтом позначені найсильніші смуги з відповідного набору, курсивом — смуги середньої інтенсивності, звичайним шрифтом — слабкі смуги; пл. — (плече); * — дуже різка смуга поглинання, яка за частотою співпадає з однофононною модою алмазу в КР-спектрі або дуже близька до неї, яка одночасно відмічається серед смуг поглинання, пов'язаних з кількома різними дефектами; коливання: ν — валентні, δ — деформаційні.

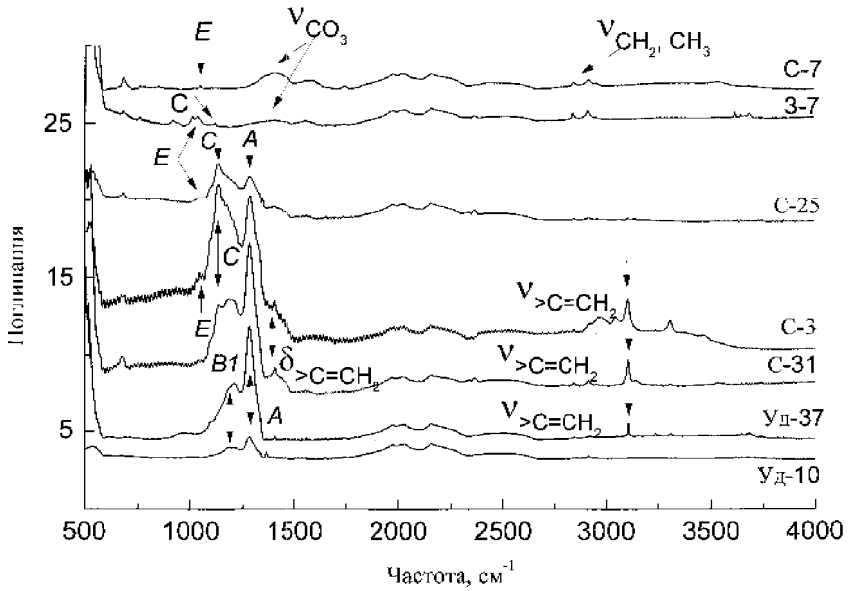


Рис. 2. ІЧ-спектри українських та якутських алмазів різних типів з різними наборами та співвідношенням азотних та інших дефектних центрів

*B*1 (за однією з моделей це чотири атоми азоту, тетраедрично розташовані навколо вакансії атома вуглецю [16], а за іншою — азотні агрегації в площині (111) [4]) і *B*2 (так звані плейтелітси — пластинчасті утворення в площині (100) [22]) та одноатомними азотними центрами *C*, притаманними більшою мірою синтетичним алмазам [18], так і смуги, що лише побіжно згадуються в окремих роботах, і ті, що зафіксовані вперше. Перелік смуг поглинання, найбільш розповсюджених в спектрах українських та якутських зразків, їх віднесення до дефектних центрів та відповідні їм типи алмазів наведено в табл. 1. Інтенсивність основних смуг поглинання азотних центрів *A*, *B*1, *B*2 та *C* в спектрах зразків, де присутні ці смуги, змінюється в межах, наведених в табл. 2.

Для прикладу на рис. 2 наведено спектри зразків Уд-10 і Уд-37, характерні для більшості вивчених якутських алмазів. В таких спектрах превалює основна смуга поглинання *A*-центру — 1282 см$^{-1}$. Крім неї присутні основна смуга *B*1-центру (1175 см$^{-1}$) і друга за інтенсивністю смуга *A*-центру (1208 см$^{-1}$), які можуть проявлятись з різним співвідношенням інтенсивностей, що спостерігається і для багатьох українських алмазів. Лише в спектрах одного якутського та одного зеленоярського зразків зафіксовано слабку смугу центру *A* за відсутності смуг *B*-центрів. Але, загалом вивченим нами зразкам з трубки "Удачная" не притаманні спектри, де смуга центру *B*1 близька або ж більша за інтенсивністю за основну смугу *A*-центру (1282 см$^{-1}$). Навпаки, саме таке співвідношення інтенсивностей виявлено в спектрах кількох українських алмазів (рис. 3, З-8, Б-10), а в одному самотканському зразку навіть зафіксовано тільки слабку смугу центру *B*1 за відсутності смуг центру *A*.

Центр *B*2 реєструється лише в 10 % білокоровицьких (один зразок), 23 — зеленоярських та 16 — самотканських зразків. В якутських алмазах він спостерігається значно частіше (52 % зразків). Хоча значення інтенсивності основної смуги поглинання центру *B*2 більшості українських зразків лежать в тих же межах, що і якутських чи слабші за них

Таблиця 2. **Інтенсивність основних смуг азотних центрів в ІЧ-спектрах**

Азотні центри	Інтенсивність основних смуг поглинання	Білокоровицькі відклади	Зеленоярський розсип	Самотканський розсип	Трубка "Удачная"
A	$I_{\nu 1282}$	5,202 ÷ 0,068	4,158 ÷ 0,092	16,298 ÷ 0,276	11,124 ÷ 0,079
*B*1	$I_{\nu 1175}$	2,956 ÷ 0,084	3,44 ÷ 0,081	11,96 ÷ 0,586	4,643 ÷ 0,036
*B*2	$I_{\nu 1359–1380}$	2,135 (зр. Б-10)	1,408 ÷ 0,034; 4,172 (зр. З-8)	0,859 ÷ 0,027	1,595 ÷ 0,045
C	$I_{\nu 1130–1150}$	0,065	0,547 ÷ 0,1	9,271÷0,142	—

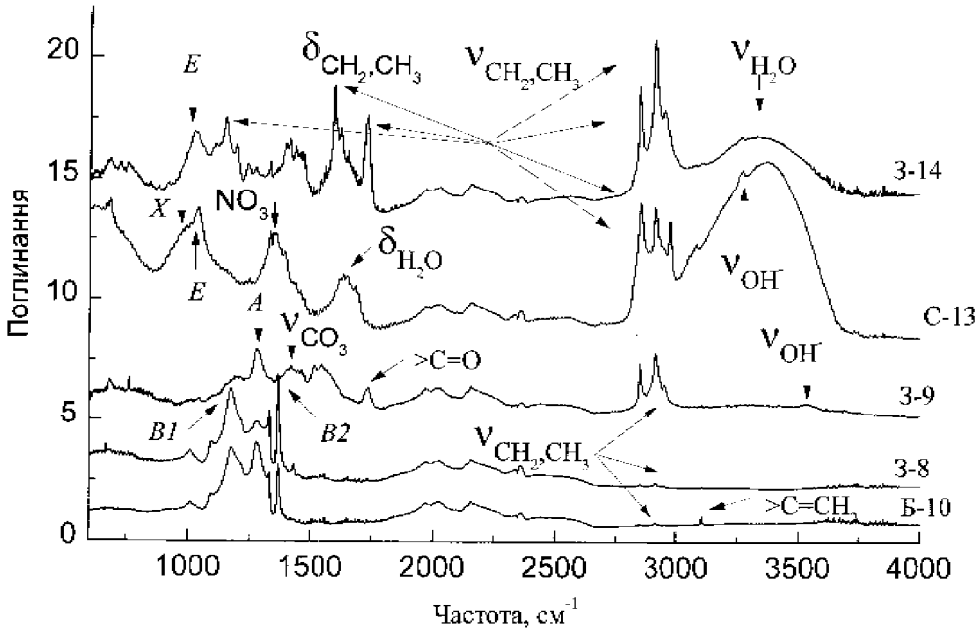


Рис. 3. ІЧ-спектри українських алмазів типу I*a* та безазотних алмазів зі значним вмістом деяких дефектних центрів

(табл. 2), серед українських є й унікальні за цією характеристикою кристали, аналогів яким серед алмазів трубки "Удачная" немає. Так, у спектрі згадуваного вище зеленоярського зразка З-8 (рис. 3) смуга поглинання центру *B*2 превалює і сягає максимального серед вивчених кристалів значення — 4,172 (!). В спектрі єдиного, що містить дефект *B*2, білокоровицького зразка Б-10, описаного раніше, ця смуга теж значно сильніша за встановлені в спектрах зразків з трубки "Удачная" (табл. 2). Отже вміст найбільш високотемпературних дефектів *B*2 в цих двох зразках істотно перевищує значення, властиві іншим алмазам усіх чотирьох колекцій.

Як зазначено вище, в спектрах зразків з трубки "Удачная", окрім одного з сорока досліджених, зареєстровано різної інтенсивності смуги розглянутих вище агрегованих азотних центрів *A* та *B*1. Для значної ж частини українських алмазів характерною ознакою є саме відсутність смуг цих центрів. До таких, що не містять агрегованого азоту, належать 30 % білокоровицьких, 23 — зеленоярських і 58 — самотканських зразків (рис. 2, 3, С-7, З-7, З-14, С-13). Натомість в спектрах українських, особливо самотканських зразків, часто спостерігаються (від 10 % (Б) до 25 (З) і навіть до 70 % (С)) смуги поглинання, які можуть бути пов'язані (іноді з деякими застереженнями) з центром *C* (рис. 2, С-31). Серед них є такі, в яких основна смуга поглинання центру *C* (ν = 1135 см$^{-1}$) інтенсивніша за смуги центрів *A*, *B*1 та *B*2 (рис. 2, С-3, С-25), а більш ніж в 20 % спектрів українських зразків, де є смуги *C*-центру, смуги агрегованих центрів взагалі не спостерігаються. Тобто, досить значна частка українських алмазів має бути віднесена або до змішаного типу I*ab* чи типу I*b*, на відміну від алмазів з кімберлітової трубки "Удачная", що переважно належать до типу I*a*.

Для низки українських зразків, в першу чергу самотканських, характерною ознакою ІЧ-спектрів поглинання є відсутність взагалі будь-яких із перерахованих вище азотних центрів, себто ці алмази, за наведеною вище фізичною класифікацією, можна було б віднести до безазотних типу II*a*, але їхні спектри містять інші смуги поглинання, що частково будуть розглянуті нижче.

В спектрах українських зразків часто спостерігається відносно інтенсивна смуга поглинання з максимумом в діапазоні 1030–1050 см$^{-1}$ (рис. 2, С-3, С-25; рис. 3, С-13, З-14), іноді у супроводі слабшої смуги з частотою 1016 см$^{-1}$ (рис. 2, З-7). В багатьох випадках ця смуга спостерігається одночасно з дуже вузькою однофононною смугою поглинання 1332 см$^{-1}$, яка у випадку ідеального алмазу активна лише в КР-спектрі. Однозначно вста-

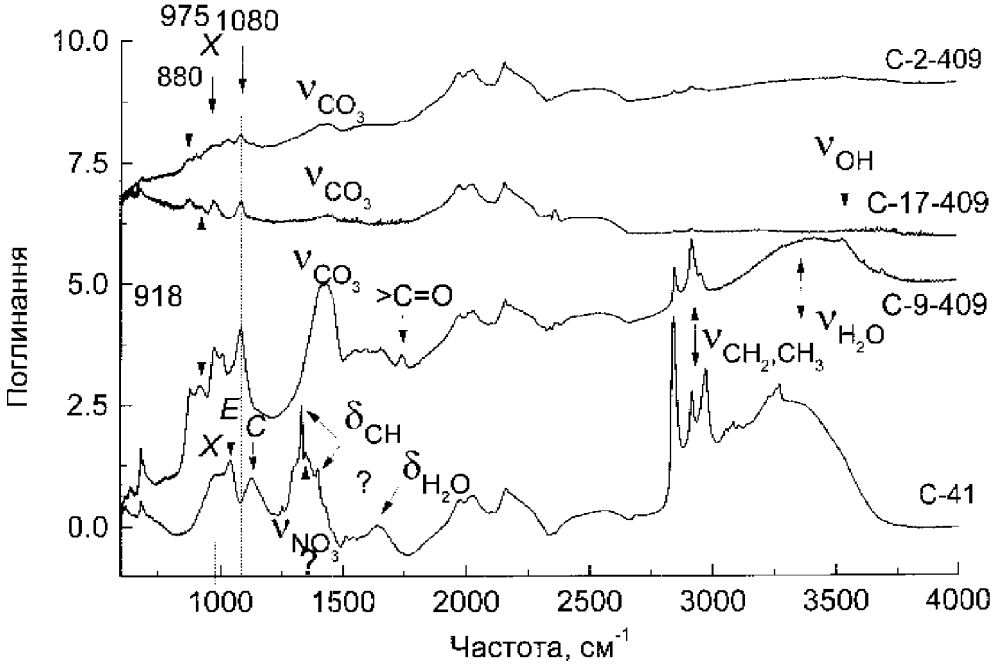


Рис. 4. ІЧ-спектри українських алмазів типу I*b* та безазотних алмазів з різним співвідношенням дефектних центрів

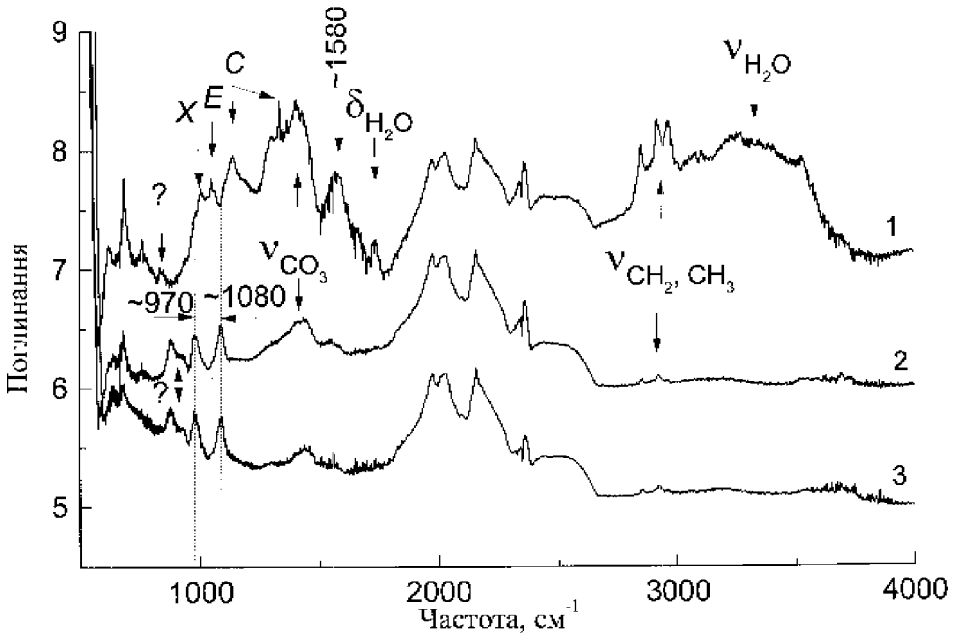


Рис. 5. ІЧ-спектри окремих безазотних зон кристала алмазу та таких, що містять центр *C* (зр. С-17-409, Самотканський розсип)

новити, чи пов'язані між собою ці дві смуги, важко, оскільки смуга 1332 см$^{-1}$ може одночасно брати участь у поглинанні, зумовленому *B*1, *D* та деякими іншими центрами [4, 9, 13]. В частині зразків, де відсутні смуги поглинання азотних центрів *A*, *B*1, *B*2, а часом і *C*, смуга 1030–1050 см$^{-1}$, іноді разом зі смугою в діапазоні 975–1010 см$^{-1}$, які можуть проявлятися разом, але не корелюють між собою (рис. 4), стають одними з найінтенсивніших в спектрі (рис. 2, З-7; рис. 3, З-14, С-13; рис. 5, 6). За нашими даними, згадані смуги 1030–1050 та 975–1010 см$^{-1}$ належать до двох незалежних дефектів.

Схожі, але значно слабші смуги на фоні суттєво інтенсивнішого поглинання азотних центрів можна побачити і у восьми з сорока спектрів якутських алмазів (рис. 7, Юб-28,

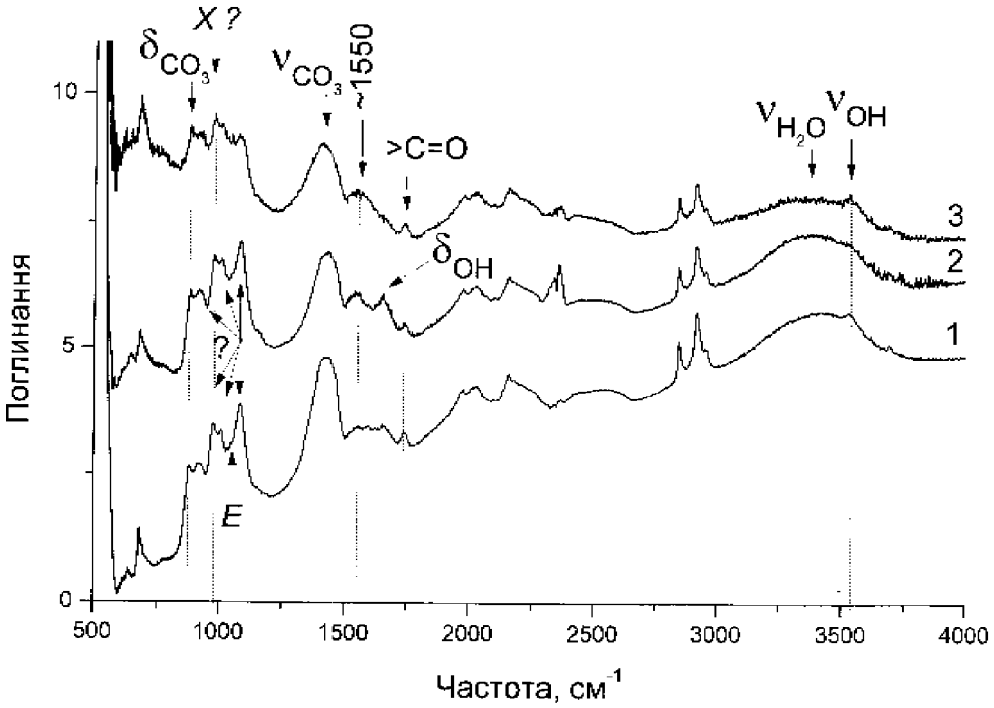


Рис. 6. ІЧ-спектри окремих зон безазотного алмазу (зр. С-9-409, Самотканський розсип) із різним співвідношенням дефектних центрів

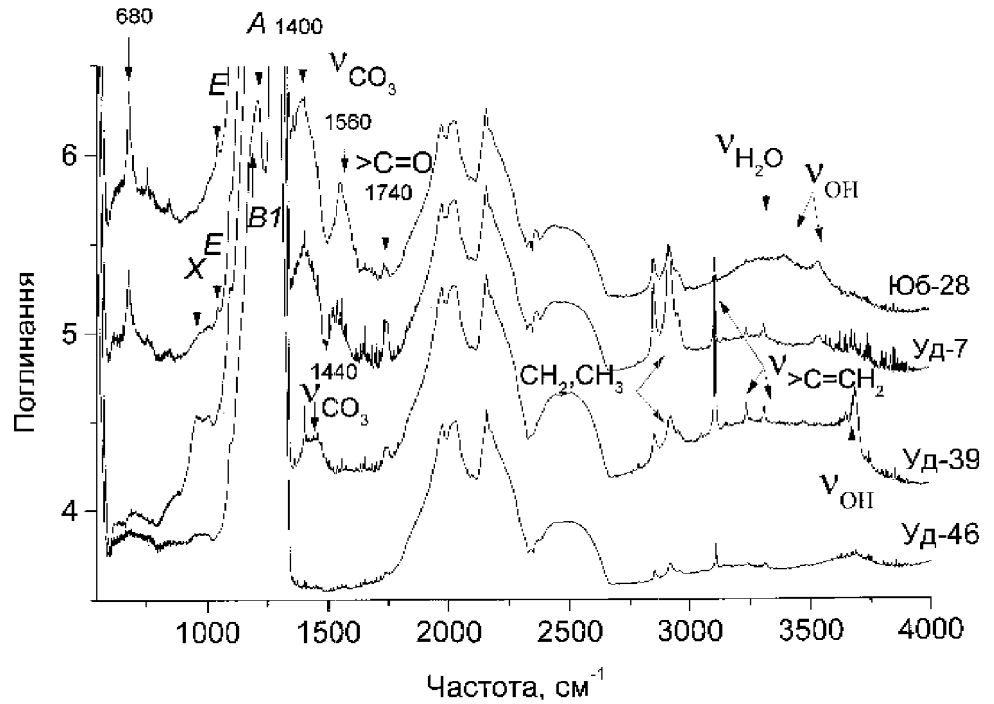


Рис. 7. ІЧ-спектри якутських алмазів типу I*a* з кімберлітів, що містять слабкі смуги *E*-, *X*- та інших дефектних центрів

Уд-7). В окремих українських зразках інтенсивність цих двох смуг поглинання сягає досить високих значень (табл. 3). Так, якщо в спектрах алмазів з білокоровицьких відкладів, де смуга 1030–1050 $см^{-1}$ зареєстрована в 7 з 10 зразків, її інтенсивність лежить майже в тих же межах, що і у вивчених нами якутських зразках, то в спектрах 10 зеленоярських та 23 самотканських кристалів вона значно сильніша (табл. 3) й становить у деяких з них більше трьох умовних одиниць. Смуга 975–1010 $см^{-1}$ трапляється у вивчених спектрах дещо рідше,

найбільшу її інтенсивність встановлено в спектрах окремих зразків з Самотканського розсипу (табл. 3). Найсильнішими обидві смуги 1030–1050 та 975–1010 $см^{-1}$ виявились в спектрах алмазів, що практично не містять азотних центрів *A*, *B*1 та *B*2 (рис. 3, С-13, З-14; рис. 4, С-41, С-9-409).

Смуга в області 1050 $см^{-1}$ спостерігалася в окремих спектрах алмазу й іншими авторами. Так, І. Кіфлаві зі співавторами [20] в спектрі коричневого безазотного алмазу типу II *a* виявили слабке плече ~ 1050 $см^{-1}$ у крилі сильнішої смуги з максимумом близько 1016 $см^{-1}$ разом з додатковим дуже слабким поглинанням, що починалося в області близько 1332 $см^{-1}$ однофононної смуги алмазу, і ще з однією широкою смугою з частотою ~860 $см^{-1}$, яка чомусь авторами не обговорювалася. На їхню думку, це дуже слабке поглинання, що містить смугу 1050 $см^{-1}$, викликане дислокаціями, зафіксованими в цьому кристалі. Однак існування саме такого набору смуг поглинання в жодному з наших спектрів не зафіксовано. Близьку за спектральними характеристиками смугу з частотою ~ 1040 $см^{-1}$ одночасно з дуже вузькою однофононною смугою 1332 $см^{-1}$, які з'являються в результаті електронного опромінення, А. Т. Коллінз [14] спостерігав у синтетичному алмазі типу I*b*. Смугу 1040 $см^{-1}$ разом з низкою інших додаткових смуг, які, одночасно зі смугами *C*-центру, мали місце в спектрах світло-жовтих алмазів округлої форми з якутських розсипів, Е. М. Галімов зі співавторами [5] вважають за спектральними особливостями близькими до системи смуг поглинання дефекту, що спостерігався в синтетичних алмазах, легованих бором.

К. Д. Кларк і С. Т. Деві [13] шляхом математичної обробки спектру алмазу типу I*ab* встановили, що в ньому поряд з інтенсивними смугами *A*- та *C*-центрів існує додаткова поодинока смуга з частотою ~ 1050 $см^{-1}$. Природа центру *E*, до якого було віднесено цю смугу, авторами не обговорювалась. За аналогією з роботою [13], ми умовно також віднесли смугу 1030–1050 $см^{-1}$ до центру *E*, хоча її зафіксовано нами в спектрах всіх трьох типів алмазу. Питання про модель центру *E* залишається відкритим, зокрема тому, що через складність багатьох спектральних кривих не завжди можна виключити можливість того, що смуга 1030–1050 $см^{-1}$ може спостерігатися разом зі слабшими смугами, такими як вузька смуга 1332 $см^{-1}$, що відмічена в [14].

Смуга в діапазоні 975–1010 $см^{-1}$, природа якої теж не визначена, і яку за спектральними характеристиками неможливо віднести до жодного з відомих нам згадуваних у літературі центрів, так само умовно названа нами смугою *X*-центру.

Для ІЧ-спектрів переважної більшості українських зразків також характерні смуги різної інтенсивності, що можуть бути пов'язані з валентними та деформаційними коливаннями молекул води або/та з коливаннями зв'язків O—H, C—H (в складі сполук аліфатичного ряду чи деяких інших), N—H, C—N та >C=O (рис. 2–8; табл. 1). Подібні, але значно слабші смуги поглинання зафіксовані і в спектрах деяких інших алмазів, у тому числі якутських [17, 24, 5, 9, 10]. На рис. 7, де представлені для порівняння спектри кількох алмазів з якутських трубок "Удачная" і "Юбилейная", добре видно, що всі згадані вище смуги поглинання молекулярної води, OH-груп та зв'язків C—H різного походження значно слабші за смуги поглинання азотних *A*- та *B*1-центрів.

Розглянемо детальніше деякі зі смуг валентних коливань зв'язків C—H. Вузька смуга з частотою 3107 $см^{-1}$, що зазвичай приписується коливанням груп $>C=CH_2$, іноді в супроводі цілого ряду корелюючих з нею слабших смуг (табл. 1) [17, 18, 24], властива всім якутсь-

Таблиця 3. **Інтенсивність деяких смуг поглинання, що не належать азотним центрам**

Безазотні центри	Інтенсивність основних смуг поглинання	Білокоровицькі відклади	Зеленоярський розсип	Самотканський розсип	Трубка "Удачная"
E	$I_{v1030–1050}$	0,59 ÷ 0,135	1,244 ÷ 0,031	3,088 ÷ 0,051	0,145 ÷ 0,00*n*
X	$I_{v975–1010}$	0,5 ÷ 0,069	0,435 ÷ 0,084	2,436 ÷ 0,413	0,248 ÷ 0,00*n*
CO_3	$I_{v1400–1470}$, ш.	1,804 ÷ 0,079	2,09 ÷ 0,023	2,64 ÷ 0,1	0,73 ÷ 0,016
Центр невстановленої природи	$I_{v1500–1600}$, ш.	0,88 ÷ 02	1,571 ÷ 0,02	1,637 ÷ 0,043	0,288 ÷ 0,032
$>C=CH_2$	I_{v3107}	0,334 ÷ 0,019	0,185 ÷ 0,04	5,551 ÷ 0,051	3,224 ÷ 0,039
CH_2, CH_3	I_{v2920}	0,986 ÷ 0,032	1,699 ÷ 0,08	3,973 ÷ 029	0,636 ÷ 0,022
H_2O	$I_{v3200–3500}$, д. ш.	0,455 ÷ 0,015	0,906 ÷ 0,024	7,056 ÷ 0,051	0,407 ÷ 0,034

П р и м і т к а. ш. — широка, д. ш. — дуже широка смуга

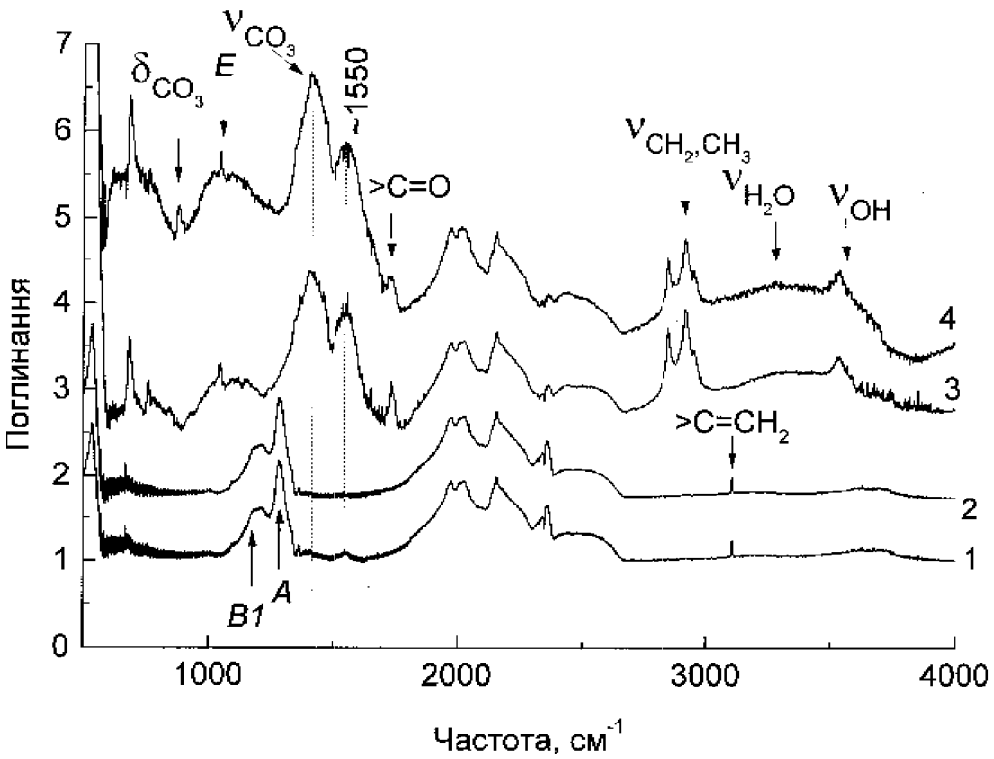


Рис. 8. ІЧ-спектри окремих азотних (1, 2 — тип I*a*) та безазотних (2, 3) зон кристала алмазу (зр. 3-18, Зеленоярський розсип)

ким алмазам (рис. 2, 7), але не є обов'язковою для українських (рис. 1, 3–6, 8). Вона спостерігається лише в 60 % білокоровицьких, 10 — зеленоярських та близько 50 — самотканських зразків. Діапазон значень інтенсивності в максимумі смуги 3107 см$^{-1}$, а також деяких інших "неазотних" смуг поглинання наведений в табл. 3.

На думку Г. С. Вудса та А. Т. Коллінза [24], вініліденові групи в об'ємі кристала алмазу розміщуються на зовнішніх поверхнях мікроблоків, можливо — на поверхнях мікроскопічних порожнин, або на поверхнях розділу між алмазом і дуже дрібними включеннями, наприклад, затверділої магми. Ці автори вважають, що смуга 3107 см$^{-1}$ є універсальною для ІЧ-спектрів алмазу типу I*a* і не виявлена в спектрах алмазів типу II*a*, висловлюючи припущення, що концентрація вініліденових зв'язків в алмазі в зонах росту кубоїдів більша, ніж в октаедричних зонах.

Однак відсутність смуги поглинання 3107 см$^{-1}$ в спектрах значної кількості українських зразків у даному випадку не може бути пояснена лише широким розповсюдженням серед них алмазів, відмінних від типу I*a*, оскільки, наприклад, цю смугу мають спектри лише трьох зеленоярських алмазів, хоча більше половини зразків цього розсипу належить саме до типу I*a*. Водночас не справджується і припущення, що смуга 3107 см$^{-1}$ спостерігається в спектрах алмазів зі значним вмістом центрів *B*1 [9], бо в спектрах кількох білокоровицьких зразків вона фіксується і за відсутності останніх. Проте не можна не зазначити, що найвища інтенсивність смуги 3107 см$^{-1}$ (1,381 ÷ 5,55), яка супроводжується серією слабших вузьких смуг (частину їх наведено в табл. 1), відзначається саме в спектрах тих самотканських зразків (С-31, С-43, С-3, С-14, С-30), що мають високий вміст *A*- (I_{1282} — 9,271 ÷ 15,18) та *B*1-центрів (I_{1175} — 5,696 ÷ 11,96). Щодо якутської колекції, то смуга 3107 см$^{-1}$ відсутня саме в спектрах тих двох рідкісних для неї зразків, в одному з яких має місце лише слабка смуга *A*-центру, а в іншому — смуги азотних центрів взагалі відсутні.

Смуги поглинання в діапазоні 2840–2980 см$^{-1}$, які, ймовірно, можуть бути пов'язані з валентним коливанням С—Н зв'язків іншого типу, а саме аліфатичних CH_2- та CH_3-груп [3, 4, 9, 10], спостерігаються в спектрах практично всіх вивчених зразків. В українських алмазах вони в середньому значно інтенсивніші, ніж в якутсь-

ких, часом відрізняючись як за кількістю, так і за відносною інтенсивністю. Іноді такі смуги поглинання є чи не найсильнішими в спектрі (рис. 3, З-9, С-13, З-14; рис. 4, С-41; табл. 3). Характерно, що в спектрах, де ці смуги достатньо інтенсивні, проявляється низка слабших вузьких смуг в областях 1200–1500 та 720–750 $см^{-1}$, які, можливо, належать відповідним деформаційним коливанням –С—CH_2, –С—CH_3 та ін. в цих же аліфатичних сполуках [3]. Вони можуть накладатися на інші, значно ширші смуги (про них — нижче), тим самим значно ускладнюючи форму спектральних кривих (рис. 3, З-14, С-13, З-9). Те, що в багатьох випадках в діапазоні 2840–2980 $см^{-1}$ відмічаються істотні розбіжності в кількості смуг поглинання, їх частоті та відносній інтенсивності як між спектрами українських та якутських алмазів, так і між спектрами різних зразків українських колекцій, свідчить про деякі відмінності в складі конкретних сполук аліфатичного ряду, з якими вони пов'язані.

Особливості розподілу зв'язків >C=CH_2 та груп CH_2, CH_3 по об'єму кристала, встановлені на прикладі кількох зразків, незаперечно свідчать про те, що в цих конкретних випадках вони концентруються в різних зонах мікрокристалів (рис. 5, 8). Зокрема, як видно з ІЧ-спектрів окремих зон зеленоярського зразка З-18 (рис. 8), смуги поглинання аліфатичних груп CH_2, CH_3 одночасно зі смугами H_2O та, вірогідно, ОН-груп мають місце в спектрах тих зон кристала, де не фіксується поглинання агрегованих азотних центрів, а смуга 3107 $см^{-1}$ вініліденових груп >C=CH_2, навпаки, — в спектрах зон, які містять центри *A* та *B*1.

В більшості спектрів фіксуються також одна-дві відносно широкі смуги поглинання в області 1400–1470 $см^{-1}$, на які можуть накладатися значно вужчі смуги, що корелюють зі смугами деформаційних коливань груп >C=CH_2 та CH_2, CH_3, за умови значної інтенсивності останніх (див. вище). В окремих випадках одночасно з першими спостерігаються слабші та дещо вужчі смуги в діапазонах 680–710 та 850–890 $см^{-1}$, які спостерігалися й іншими дослідниками [5, 6]. За спектральними характеристиками такий набір смуг поглинання міг би належати коливанням групи $[CO_3]^{2-}$ [3, 5, 7], тому ми умовно назвали ці досить широкі смуги в частотному діапазоні 1400–1470 $см^{-1}$ карбонатними. Здебільшого вони спостерігаються одночасно з не менш інтенсивними досить широкими смугами в діапазоні 1500–1600 $см^{-1}$ (рис. 1, 2), які іноді зустрічаються і в якутських зразках. Природа цієї серії смуг поглинання наразі незрозуміла і вимагає подальших досліджень.

З набору смуг, які в цих же частотних діапазонах виникали в спектрах природних та синтетичних алмазів внаслідок опромінення потоком електронів чи нейтронів та наступного відпалювання [21, 23], практично жодна ні за частотою, ні за іншими характеристиками не співпадає з встановленими нами.

Для значної частини зразків, серед яких і єдиний безазотний якутський кристал, смуги в діапазонах 1400–1470 та 1500–1600 $см^{-1}$ стають найінтенсивнішими в спектрі поглинання (рис. 2, С-7, З-7; рис. 3, С-13, З-14; рис. 4). Подібну ситуацію зафіксовано, наприклад, і в спектрі алмазу з розсипів Якутії, де смуги $[CO_3]^{2-}$ та води інтенсивніші за смуги *C*-центру — єдиного з азотних центрів в цьому кристалі [5].

На даному етапі досліджень, переважно через розмір мікрокристалів, ми не можемо ні уточнити інтерпретацію, ні визначити, належать ці смуги так само, як і смуги води та деякі ін., до спектру власне алмазу чи викликані наявністю включень, поверхневих облямівок, механічних домішок, набутих кристалом під час кристалізації, посткристалізаційних процесів чи привнесених під час вилучення кристалів з концентратів руд тощо. Хоча на окремих спектрах, що, як і всі інші в цьому дослідженні, були нормовані до однакової (але невизначеної) товщини зразків дещо штучно (див. вище), а не звичайним шляхом спектрометрії плоскопаралельних пластинок і перерахунку даних на 1 см товщини поглинаючого шару, чітко видно нерівномірність розподілу по об'єму мікрокристала дефектів (рис. 5, 6, 8), пов'язаних зі смугами поглинання 1400–1470 та 1500–1600 $см^{-1}$, так само, як зі смугами H_2O, груп CH_2, CH_3, >C=CH_2 та деякими іншими, походження яких вимагає уточнення. У вивчених нами спектрах якутських зразків інтенсивність смуг поглинання в діапазонах 1400–1470 та 1500–1600 $см^{-1}$ відносно низька (0,030 ÷ 0,730 та 0,030 ÷ 0,288 відповідно) порівняно зі смугами азотних центрів, і лише в двох з них ці смуги стають найінтенсивнішими. В спектрах

українських зразків ці широкі смуги поглинання можуть сягати більших значень, зокрема, є багато зразків, у спектрах яких, навіть за присутності смуг азотних центрів, найінтенсивнішими є саме ці смуги (табл. 3).

Використання Фур'є-спектрометру в якості мікрозонду дозволило встановити зональний розподіл по об'єму окремих мікрокристалів як азотних, так і інших центрів (рис. 5, 6, 8), деякі з них обговорювалися вище. На жаль, через дуже маленький розмір і низьку якість кристалів, зони обрано лише за придатністю їх для зйомки спектра. Тому ми не можемо сказати, як саме досліджувані зони розміщуються в об'ємі того чи іншого зразка.

Частина досліджених таким чином зразків виявилася за спектроскопічними ознаками практично однорідною. У випадку безазотного самотканського зразка С-9-409 аліфатичні групи CH_2, CH_3 розподілені по об'єму всіх вивчених зон майже рівномірно, а інтенсивність смуг води та, як ми вважаємо (див. вище), ОН-груп, іонів $[CO_3]^{2-}$, дефекту, пов'язаного з смугою поглинання ~ 1550 $см^{-1}$, а також дефекту (або дефектів) невстановленої природи, з якими пов'язана група смуг поглинання в діапазоні ~ 820–1200 $см^{-1}$ (рис. 6; табл. 1), за нашими даними, помітно змінюється від однієї зони до іншої. Спектри окремих зон самотканського мікрокристала С-17 (рис. 5) свідчать, що максимальний вміст води, груп CH_2, CH_3 та карбонатних зафіксовано саме в зоні *1*, збагаченій неагрегованими азотними *C*-центрами та центрами, умовно названими нами *E* та *X*. В дуже схожих за спектрами зонах *2* і *3* цього зразка переважають ті самі смуги поглинання нез'ясованої природи в діапазоні ~ 820–1200 $см^{-1}$, що і в спектрах зразка С-9-409 (рис. 6), розглянутих вище. Зони *2* і *3* відрізняються між собою лише за інтенсивністю карбонатної смуги в той час, як незначні за інтенсивністю смуги груп CH_2, CH_3 теж практично не змінюються (рис. 5).

Нерівномірність розподілу дефектів по об'єму встановлена для частини вивчених зразків, зокрема існування зон, що містять агреговані азотні центри *A* та *B*1, і безазотних зон (рис. 5, 8, зр. С-17, З-18), вірогідно, відображає значну відмінність умов росту цих зон чи складу мінералоутворювального середовища. Подібну нерівномірність розподілу домішкових азотних дефектів було виявлено при дослідженні окремих зон округлих кристалів алмазу з розсипів північно-західної частини Сибірської платформи, причому концентрація домішкового азоту збільшувалася від центральних ділянок кристалів до периферійних [10]. В цій же роботі стверджується, що у вивчених кристалах смуги поглинання в діапазоні 2850–2960 $см^{-1}$ груп CH_2 та CH_3 пов'язані з органічними сполуками, присутніми у флюїдних включеннях цих кристалів. Неоднорідність розподілу смуг поглинання води та ОН-груп, відмічена в подібних округлих кристалах [6], була пояснена нерівномірністю розподілу мікровключень, а в кристалах з облямівками з розсипів Заїру [1] — відмінностями в умовах росту при утворенні центральної частини кристала та облямівки.

Висновки. Найбільш різноманітні спектри мають самотканські алмази, серед яких за спектральними особливостями можна виділити шість груп, а серед зразків двох інших колекцій — лише по три групи. Незважаючи на те, що подібні за спектральними характеристиками зразки є в кожній з вивчених колекцій кристалів, порівняльний аналіз показав суттєві відмінності як між спектрами мікрокристалів з різних українських відкладів, так і загалом між українськими й якутськими зразками.

Якщо порівнювати лише зразки, що мають *A*-, *B*1- та *C*-центри, то найсильніші смуги поглинання, а значить і вміст азоту у відповідній формі, притаманні самотканським зразкам. Серед самотканських і зеленоярських є й такі, в спектрах яких найсильнішими є смуги *B*-центрів, чого ми не спостерігали в спектрах якутських зразків. Водночас, саме для самотканських алмазів характерна найбільша кількість спектрів, що містять смуги *C*-центру, і тих, що зовсім не мають смуг перерахованих вище азотних центрів. Серед білокоровицьких зразків з протерозойських відкладів таких алмазів значно менше, ніж серед зразків із відкладів неогенового віку. Ступінь агрегації азоту в білокоровицьких зразках відносно ближчий до якутських, але пластинчасті дефекти типу *B*2 серед них зустрічаються найрідше. Однак при цьому їх вміст в єдиному кристалі, де вони виявлені, є найвищим як для українських, так і для якутських алмазів.

Ще одна особливість спектрів українських алмазів полягає в наявності часто значно інтенсивніших, ніж в якутських, смуг поглинання *E*- та *X*-центрів, карбонатних смуг та смуг в діапазоні 1500–1600 $см^{-1}$, смуг води та зв'язків, що, вірогідно, містять водень. Проте поглинання, викликане коливаннями зв'язків $>C=CH_2$ (смуга 3107 $см^{-1}$), дуже сильне в окремих самотканських зразках, на відміну від якутських, не є обов'язковим атрибутом спектрів українських алмазів.

Наявність багатьох різновидів алмазу, виділених за спектральними особливостями всередині кожної з українських колекцій, в першу чергу — алмазів з Самоткансько-го розсипу, і значні відмінності в інтенсивності смуг поглинання, що належать тим чи іншим дефектним центрам, навіть у межах виділених різновидів свідчать про те, що умови утворення окремих кристалів могли суттєво відрізнятися як за складом мінералоутворювального середовища, так і за температурою наступних посткристалізаційних перетворень. Цілком можливо, що досліджені зразки з Самотканського та Зеленоярського розсипів належать до різних материнських джерел. Істотні відмінності за вмістом і співвідношенням центрів *A*, *B*1, *B*2 в зразку Б-10 та в інших білокоровицьких зразках дає підстави поширити це припущення і на білокоровицькі алмази, незважаючи на малий об'єм колекції. Алмази з білокоровицьких відкладів, за винятком зразка Б-10, за своїми спектральними характеристиками загалом ближчі до якутських, хоча зразки, подібні за ІЧ-спектрами до останніх, мають місце в кожній з трьох колекцій. З огляду на невелику кількість зразків, зокрема з білокоровицьких відкладів, всі представлені результати вимагають підтвердження і поглиблення як у процесі подальшого їх вивчення, так і за рахунок збільшення кількості досліджуваних алмазів.

1. *Амтауер Г., Беран А., Бернтройдер М. и др.* Кристаллы алмаза с оболочками из россыпей Заира // Докл. АН РАН. — 1995. — **340**, № 6. — С. 783–787.
2. *Белименко Л. Д., Клюев Ю. А., Лаптев В. А.* Влияние отжига монокристаллов алмаза в условиях их термодинамической стабильности на образование и превращение структурных дефектов // Докл. АН СССР. — 1981. — **259**, № 6. — С. 1360–1363.
3. *Беллами Л.* Инфракрасные спектры сложных молекул. — М.: Изд-во иностр. лит., 1963. — 590 с.
4. *Бокий Г. Б., Безруков Г. Н., Клюев Ю. А. и др.* Природные и синтетические алмазы. — М.: Наука, 1986. — 222 с.
5. *Галимов Э. М., Клюев Ю. А., Ивановская И. Н. и др.* Корреляция изотопного состава углерода, морфологии и структурных особенностей монокристаллических алмазов из некоторых россыпей Якутии // Докл. АН СССР. — 1979. — **249**, № 4. — С. 958–962.
6. *Зедгенизов Д. А., Шацкий Т. Х., Каги Х. и др.* Исследование микровключений в алмазах кубического габитуса методами ИК и КР спектроскопии // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2003. — С. 203–206.
7. *Ильченко Е. А., Геворкьян С. В.* Применение колебательной спектроскопии для диагностики некоторых минералов класса карбонатов. // Минерал. журн. — 1982. — **4,** № 4. — С. 85–90.
8. *Квасница В. Н.* Мелкие алмазы. — Киев: Наук. думка, 1985. — 216 с.
9. *Полиморфные* модификации углерода и нитрида бора: Справ. — М.: Металлургия, 1994. — 318 с.
10. *Рагозин А. Л., Шацкий В. С.* Минералогия и вопросы генезиса округлых алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2003. — С. 245–249.
11. *Chrenko R. M., McDonald R. S., Darrow R. A.* // Nature. — 1967. — **213**. — P. 474.
12. *Chrenko R. M., Tuft R. E., Strong H. M.* Transformation of the state of nitrogen in diamond // Ibid. — 1977. — **270**. — P. 141–144.
13. *Clark C. D., Davey S. T.* One-phonon infrared absorption in diamond // J. Phys. C. — 1984. — **17**, No 6. — P. 1127–1140.
14. *Collins A. T.* Vacancy enhanced aggregation of nitrogen in diamond // Ibid. — 1980. — **13**. — P. 2641–2650.
15. *Davies G.* The A nitrogen aggregate in diamond — its symmetry and possible structure // Ibid. — 1976. — **9**. — P. L. 537–542.
16. *Davies G.* The optical properties of diamond // Chemistry and Physics of Carbon / Ed. P. L. Walker, P. A. Thrower. — 1977. — **13**, No 13. — P. 1–143.
17. *Davies G., Collins A. T., Spear P.* Sharp infrared absorption lines in diamond // Solid State Communs. — 1984. — **49**, No 5. — P. 433–436.
18. *Dyer H. B., Raal F. A., du Preez L., Loubser J. H.* Optical absorption features associated with paramagnetic nitrogen in diamond // Phil. Mag. — 1965. — **11**, No 112. — P. 763–774.
19. *Evans T., Qui Z.* The kinetic of the aggregation of nitrogen atoms in diamond // Proc. Roy. Soc. London A. — 1982. — **381**, No 1780. — P. 159–178.
20. *Kiflawi I., Melbourn C. M., Woods G. S.* One phonon absorption by type II*a* diamonds // Solid State

Communs. — 1993. — **85**, No 6. — P. 551–552.
21. *Woods G. S.* Infrared absorption studies of annealing of irradiated diamonds // Phil. Mag. B. — 1984. — **50**, No 6. — P. 673–688.
22. *Woods G. S.* Platelets and infrared absorption of type I*a* diamonds // Proc. Roy. Soc. London A. — 1986. — **407**. — P. 219–238.
23. *Woods G. S., Collins A. T.* The 1450 cm^{-1} infrared absorption in annealed electron irradiated type I diamonds // J. Phys. C. — 1982. — **15**. — P. L. 949–952.
24. *Woods G. S., Collins A. T.* Infrared absorption of hydrogen complexes in type I diamond // J. Phys. and Chem. Solids. — 1983. — **44**, No 5. — P. 471–475.

Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення
НАН України, Київ
КП "Південьукргеологія", Дніпропетровськ
Правобережна ГЕ, с. Фурси

Надійшла 22.09.2003

РЕЗЮМЕ. Методом инфракрасной спектроскопии исследованы микрокристаллы алмаза из протерозойских белокоровичских кластогенных осадков, Зеленоярской и Самотканской титан-циркониевых россыпей неогенового возраста, расположенных в разных геоблоках Украинского щита, и для сравнения — мелкие алмазы из кимберлитовых трубок Якутии. Установлены сходство и существенные различия как между спектрами алмазов из различных украинских отложений, так и вообще между спектрами украинских и якутских образцов. Кроме микрокристаллов типа I*a*, характерного для подавляющего большинства якутских алмазов, среди украинских образцов и, в первую очередь самотканских и зеленоярских, много (от 30 до 58 %) микрокристаллов типов I*ab*, I*b* и безазотных. По степени агрегированности наиболее близкими к якутским можно считать белокоровичские алмазы. В отдельных украинских образцах алмазов типа I*a* содержание центров *A*, *B*1 и *B*2 может существенно превышать соответствующие значения, установленные для алмазов Якутии.

В спектрах исследованных алмазов фиксируется значительное количество полос поглощения, часто интенсивных, других (неазотных?) дефектов, происхождение которых требует уточнения. Среди них — полосы, сопоставленные с дефектами, условно названными *E*- (полоса 1030–1050 $см^{-1}$) и *X*-центрами (полоса 975–1010 $см^{-1}$), а также полосы поглощения, которые, вероятно, могут быть связаны с колебаниями ионов $[(CO_3)]^{2-}$, $[NO_3]^{-}$(?), воды, гидроксильных, карбонильных и винилиденовых групп $>C=CH_2$, алифатических групп CH_2 и CH_3, C—N, N—H и других связей. На примере отдельных образцов показано, что в одном кристалле могут существовать зоны, обогащенные агрегированными азотными центрами *A* и *B*1 и группами $>C=CH_2$ (полоса 3107 $см^{-1}$), и безазотные зоны, не содержащие последних, но обогащенные алифатическими углеводородами, водой, карбонатными, *E*- и другими дефектами. Неравномерность распределения многих дефектов по объему микрокристалла обнаружена также в образцах типа I*b* и в безазотных алмазах.

На основании полученных спектроскопических данных высказано предположение о возможных существенных различиях в условиях кристаллизации и/или возрасте и дальнейшей термической истории отдельных образцов каждой из россыпей, что может быть связано с разными материнскими источниками исследованных алмазов.

SUMMARY. Infrared spectra of diamond microcrystals from Belokorovichy Proterozoic clastogenic sediments and Samotkan' and Zeleny Yar titanium-zirconium placers of neogenic age, located in different geoblocks of the Ukrainian Shield, are investigated and compared with spectra of diamonds from kimberlite pipes of Yakutiya, Russia. Both similarity and essential differences are seen in *IR*-spectra of Ukrainian microcrystals. Also, there are essential differences between many Ukrainian and Yakutian samples. In contrast to Yakutian diamonds, which are mainly of I*a* type, among Ukrainian microcrystals only 40 to 70 % are found to be of this type. Among the rest there are samples of I*ab*, I*b* types and those showing no nitrogen pattern in their *IR*-spectra. In some I*a* type diamonds from Samotkan' and Zeleny Yar intensities of the main bands of the *A*, *B*1 and *B*2-center are much stronger than in the Yakutian samples.

Many Ukrainian samples spectra display a set of absorption bands, frequently rather intense, which are not the bands of the known nitrogen defects. Some of them are, probably, related to vibration transitions of $[CO_3]^{2-}$, $[NO_3]^{-}$(?), OH^{-}-ions, water, vinylidene $>C=CH_2$, $>C=O$ and aliphatic CH_2-, CH_3-, N—H, C—N bonds. The others are arbitrary assigned to so-called *E*- (band at 1030–1050 cm^{-1}) and newly invented *X*-center (975–1010 cm^{-1}). In some samples the spectra were measured in several points. Zones containing aggregated nitrogen and vinylidene groups (band at 3107 cm^{-1}) as well as nitrogen-free and vinylidene-free zones enriched by aliphatic hydrocarbons, water, carbonates, *E*- and other defects were found in the same crystal. Irregular distribution of many defects was also observed in I*b* type and nitrogen-free diamonds.

The spectroscopic data obtained evidence that among the microcrystals from each specific placer there are those of different age and those grown at significantly different conditions and had different further thermal histories. It is supposed that such samples may have come from different sources.

МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ
MINERALOGICAL JOURNAL
(UKRAINE)

УДК 549.211 + 535.7:548.75

Т. М. Лупашко, А. М. Таращан, К. О. Ільченко, В. М. Квасниця, М. М. Таран, Ю. С. Цимбал

Зіставлення даних фотолюмінесценції та ІЧ-поглинання дрібних алмазів України

Наведені результати порівняльного аналізу особливостей спектрів фотолюмінесценції та інфрачервоного поглинання дрібних алмазів з трьох різних за віком і походженням розсипів на території Українського щита, алмазів з розсипу р. Біллях та з кімберлітових трубок Ситиканська й Удачная (Якутія). Виявлено взаємозв'язок між розподілом оптично активних центрів та габітусом кристалів українського алмазу. Недосконалість структури кристалів різної морфології відображає специфіку механізмів росту та подальшої трансформації різних типів дефектів при підвищенні температури. Для кристалів кубічного габітусу українських алмазів встановлена якісна кореляція смуг інфрачервоного поглинання з частотою 975–1010 і 1020–1050 $см^{-1}$ та смуг випромінювання фотолюмінесценції 409 та 575 нм.

Вступ. Методи люмінесценції та інфрачервоної (ІЧ) спектроскопії належать до групи найбільш результативних при дослідженні дефектів структури кристалів алмазу. Значно відрізняючись своєю чутливістю, вони в сукупності дають змогу одержувати інформацію про різні типи дефектів та характер їх розподілу в кристалі в дуже широкому діапазоні значень концентрації (від тисячних долей до десятків відсотків). Як відомо, дрібні алмази з осадових порід Українського щита (УЩ) відрізняються від алмазів з інших алмазоносних провінцій світу значним розповсюдженням кристалів кубічного габітусу з оранжево-червоним кольором фотолюмінесценції (ФЛ), в спектрах якої домінують смуги випромінювання центрів 575 нм. Ці характерні особливості ФЛ були вперше зафіксовані для алмазів Самотканського (Малишевського) розсипу в Середньому Придніпров'ї [7–9] і зрідка відзначалися для якутських, африканських, бразильських та інших алмазів різного габітусу, а також різновиду борт. Припускалось, що система 575 нм обумовлена власними дефектами структури і не пов'язана з домішковими атомами азоту. Це дало підставу попередньо віднести кристали з оранжевою ФЛ, згідно фізичної класифікації, до алмазів типу II*a* [1, 2, 20]. Пізніше було експериментально доведено, що центр 575 нм — це один міжвузловий атом азоту (переміщений з вузла в напрямку <100>) поряд з вакансією вуглецю [12]. У складі центрів випромінювання українських алмазів з оранжево-червоною ФЛ, окрім поодиноких, виявлені й агрегатні міжвузлові атоми азоту (центри 409 і 389 нм) [10, 11, 17, 22]. Враховуючи, що інтенсивність ліній випромінювання 389 і 409 нм у спектрах кристалів із Самотканського розсипу змінюється не синхронно при зміні довжини хвилі збудження (337, 365 нм) [22], є підстава вважати, що в спектрах ФЛ природних алмазів кубічного габітусу проявлені лінії двох незалежних центрів, характер поведінки яких можна порівняти з досить добре вивченими центрами *H*3 і *H*4: їх спектри мають однакову фононну структуру і відрізняються лише за енергією кванта безфононної лінії. Подібна поведінка ліній 389 та 409 нм у спектрах катодолюмінесценції опромінених нейтронами синтетичних алмазів після їх високотермічного прожарювання була досліджена В. Г. Малоголовцем [18, 19] для різних пірамід росту одного і того ж кристала: в <100> їх інтенсивність однакова; в <111> фіксується лише лінія 389 нм. Локалізація біля різних агрегатних форм домішкового азоту, а саме вузлових — для *H*3 і *H*4 та міжвузлових — для 389 і 409 нм конфігурацій його атомів є відмінною ознакою цих центрів.

Специфічність люмінесцентних характеристик хоча і вказує на особливості генезису чи постгенетичних перетворень, що зазнали українські алмази, але разом з тим ускладнює визначення їх генетичного типу. В даній роботі пропонується до розгляду порівняль-

© Т. М. Лупашко, А. М. Таращан, К. О. Ільченко, В. М. Квасниця, М. М. Таран, Ю. С. Цимбал, 2003

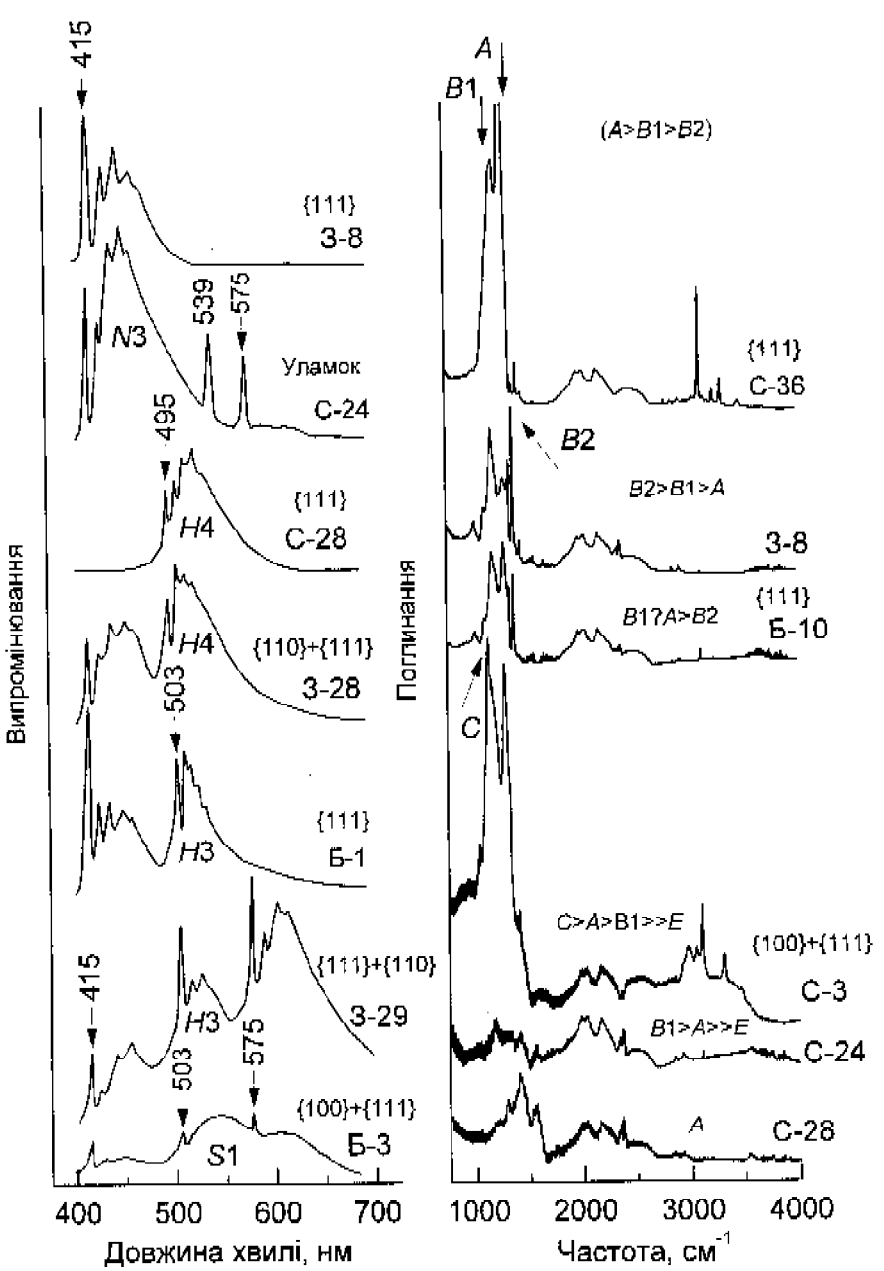


Рис. 1. Типові спектри ФЛ- (300 K) та ІЧ-поглинання алмазів октаедричного габітусу з розсипів України

на характеристика домішково-вакансійних дефектів у дрібних кристалах алмазів з різних за віком і походженням теригенних відкладів УЩ, вивчених методами ІЧ-спектроскопії та ФЛ з залученням результатів проведеного нами раніше ФЛ-дослідження алмазів з розсипу р. Біллях, кімберлітових трубок Ситиканська і Удачная (Якутія) та Аргайл (Австралія).

Експериментальні результати та обговорення. *Зразки і методи.* Найбільш давніми відомими колекторами алмазів УЩ є пісковики і конгломерати білокоровицької світи верхнього протерозою в межах Білокоровицької грабен-синклінальної структури. Тут знайдено близько ста кристалів, переважна більшість яких — октаедри. Розмір їх становить від 0,2–0,5 до 3–4 мм. Зрідка зустрічаються кристали кубічного габітусу, розмір яких близько 0,2 мм.

Досить широко розповсюджені та найкраще вивчені дрібні кристали алмазу з неогенових титан-цирконієвих розсипів України, зокрема Зеленоярського та Самотканського,

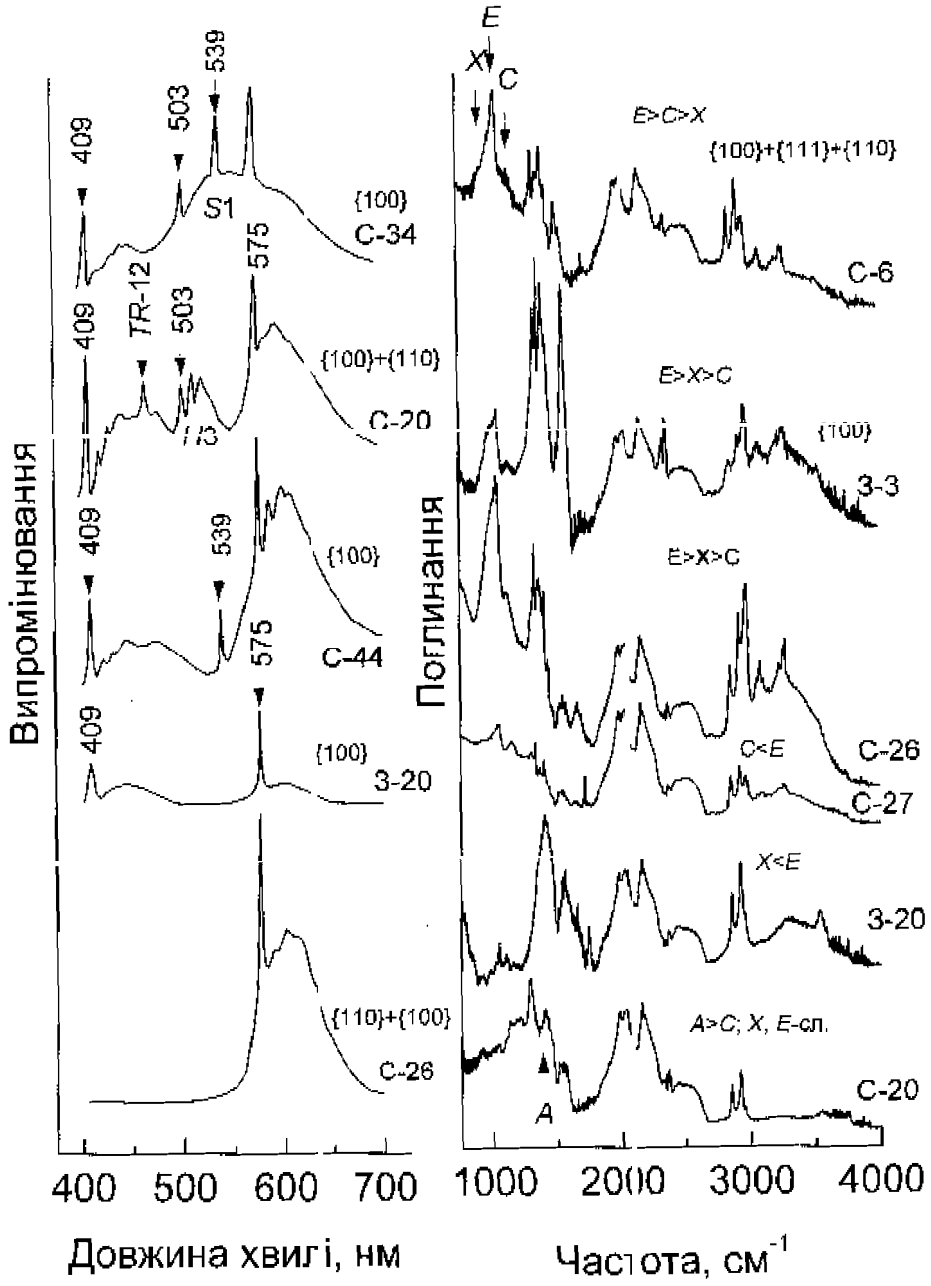


Рис. 2. Типові спектри ФЛ- (300 K) та ІЧ-поглинання алмазів кубічного габітусу з розсипів України

відповідно центральної та придніпровської частин УЩ. Не зважаючи на значну просторову віддаленість цих розсипів між собою (~ 500 км), співвідношення кристалів октаедричного та кубічного габітусу в них серед знайдених алмазів близьке: куби, кубоїди, куб-октаедри-ромбододекаедри домінують над октаедрами, перехідними формами {111} + {110} та додекаедроїдами. Середній розмір вивчених кристалів алмазу із Зеленоярського розсипу, порівняно з Самотканським, дещо менший і становить 0,15–0,25 проти 0,2–0,3 мм.

До колекції для дослідження ввійшло 170 дрібних кристалів алмазу: з білокоровицьких (10), зеленоярських (30) і самотканських (130) відкладів.

ІЧ-спектри мікрокристалів алмазу були отримані на обладнаному мікроскопом Фур'є-спектрометрі *Bruker IFS* 66 в спектральному діапазоні 400–4000 $см^{-1}$ та нормовані до однакової товщини усіх кристалів за інтенсивністю однієї з двофононних смуг. Незважаючи на малий розмір досліджуваних кристалів, для деяких із них одержані декілька ІЧ-спектрів

в різних точках одного і того ж кристала.

Реєстрація спектрів ФЛ в діапазоні 460–700 нм проводилась при ультрафіолетовому збудженні (λ = 365 або 337 нм) при кімнатній температурі і температурі рідкого азоту на мікроспектрофлюориметрі за методикою, що викладена в [17, 22]. Слід зазначити, що в спектрах ФЛ переважної більшості кристалів алмазу навіть при кімнатній температурі лінії безфононних переходів практично всіх центрів фіксувались, як правило, досить чітко. Проте, внаслідок різної чутливості методів ФЛ та ІЧ-спектроскопії (приблизно три порядки) майже для третини всіх вивчених кристалів алмазу з високими інтенсивностями смуг ІЧ-поглинання було зафіксовано досить низьку інтенсивність люмінесценції (можливо внаслідок концентраційного гасіння). Співставлення іншої частини зразків, навпаки, ускладнювалось низькими інтенсивністю та чіткістю ІЧ-спектрів за рахунок недостатньої концентрації відповідних центрів. Проте порівняння спектрів ФЛ та поглинання значної кількості кристалів дозволило виявити зразки з усіх трьох відкладів з близькими спектральними ІЧ- та ФЛ-параметрами і виділити їх в окремі групи.

Особливості спектрів фотолюмінесценції. Спектри ФЛ вивчених мікрокристалів алмазу свідчать про надзвичайну різноманітність складу та співвідношень концентрації присутніх в них дефектів — центрів люмінесценції. В них зафіксовані лінії і смуги випромінювання таких центрів ФЛ (моделі даються за [4, 5]) (рис. 1, 2): 409 нм — $n{\cdot}N_i$; N3 — N_3V; *TR*12 — 2($C_i V$); *H*3 і *H*4 — VN_2V; 539 нм — $n{\cdot}N + kV + X$ (неконтрольована домішка); *S*1 — N*V*; *S*2 — N*V*N; 575 нм — N_iV; *A*-випромінювання (смуга з *max* 465 нм) — *B*1-азотні сегрегації, де N — атом азоту у вузлі алмазної ґратки; N_i — один міжвузловий (інтерстиціальний) атом азоту; $n{\cdot}N_i$ — агрегати азоту в інтерстиціях; *V* — вакансія атому вуглецю; C_i — міжвузловий атом вуглецю. Слід підкреслити, що для окремих груп алмазів з різних відкладів встановлені досить близькі набори центрів ФЛ, а найбільш повний зафіксовано для алмазів Самотканського розсипу.

За морфологією і люмінесцентними характеристиками (колір випромінювання, якісний склад та співвідношення концентрації центрів ФЛ) вивчені алмази з різних джерел об'єднані нами в три групи (табл. 1).

Різні за морфологією *I–III* групи кристалів алмазу Зеленоярського і Самотканського розсипів за набором і співвідношенням значень концентрації азотних дефектів загалом подібні між собою. Нижча інтенсивність люмінесценції оранжево-червоного кольору зеленоярських кристалів кубічного габітусу пов'язана, імовірно, з меншими їх розмірами, хоча в спектрах ФЛ навіть при кімнатній температурі чітко фіксуються лінії безфононних

Таблиця 1. **Характеристика фотолюмінесценції алмазу з осадових відкладів УЩ**

Група кристалів та їх форма	Колір ФЛ	Розподіл центрів ФЛ		
		Білокоровичі	Зелений Яр	Самоткань
I — октаедри, перехідні форми {111}+{110}, додекаедроїди	Блакитний	N3	N3	N3
	Зеленувато-блакитний	—	N3>*H*3(*H*4)	N3>*H*3(*H*4)
	Зелений	—	N3=*H*3	N3=*H*3(*H*4)
	Жовто-зелений	N3<*H*3(*H*4)	N3<*H*3	N3<*H*3
	Зелений	—	*H*3	*H*4
	Жовто-зелений	—	N3<*H*3>575	N3<*H*3>575
	Коричневий	+	N3=*H*3=575	—
	Жовтий	N3<*S*1>575	—	—
	"	—	—	N3<<*S*2>575
II — перехідні {111 +{110} і комбінаційні {100}+{110}+{111} форми	Жовто-зелений	—	*H*3>575 *A*-полоса	—
	Оранжевий	—	—	N3<*H*3(*H*4)>575 *A*-полоса
III — куби, кубоїди, куб-октаедри-ромбододекаедри	"	—	—	409<*S*1(*S*2)>575 *A*-полоса
	"	—	*H*3<575 *A*-полоса	409<*H*3<575 *A*-полоса
	Червоний	+	575	—
	"	—	409 < 575 *A*-полоса	409 < 575 *A*-полоса

Примітка. *A*-полоса випромінювання з *max* 465 нм, що зафіксована в ФЛ-спектрах при 300 К.

переходів центрів 575 та 409 нм (рис. 2, зр. З-20.). Вважається, що широке розповсюдження кристалів алмазу цього габітусу у двох сильно віддалених розсипах є головною ознакою подібного генезису їх материнських джерел.

Співставлення наборів і значень концентрації домішково-вакансійних дефектів азоту виявило схожість ФЛ-характеристик кристалів алмазу октаедричного габітусу (*I* група) з усіх трьох українських джерел і якутських кімберлітів. Підтвердженням цього є проведені раніше дослідження алмазів з Самотканського розсипу і деяких кімберлітових трубок алмазоносних провінцій Росії, Австралії та Африки [17]. Така ж картина характерна і для октаедричних кристалів із зеленоярських і білокоровицьких відкладів. Зокрема, за інтенсивністю люмінесценції блакитного кольору та концентрації центрів N3 деякі зеленоярські та білокоровицькі октаедричні кристали аналогічні октаедрам трубки Удачная, а за домінуючою люмінесценцією жовто-зеленого кольору та високою концентрацією центрів *H*3 та *H*4 більшість з вивчених білокоровицьких октаедрів подібна до октаедрів з лампроїтової трубки Аргайл. Суттєво відрізняються від алмазів із кімберлітів зеленоярські та самотканські кристали кубічного габітусу (група *III*), для яких дуже широко проявлене випромінювання оранжево-червоного кольору та смуги центрів 409 та 575 нм. Інтенсивність системи 575 нм в цих кристалах, як правило, перевищує інтенсивність інших центрів майже на порядок, в тому числі і 409 нм.

Інтенсивне випромінювання оранжевого кольору, що також пов'язане з домінуючою концентрацією центрів 575 нм, було зафіксоване нами і для деяких алмазів із Якутії [17], а саме: для кристалів октаедричного габітусу та різновиду борт розміром < 0,5 мм з кімберлітової трубки Ситиканська (в 12 кристалах) та в двох октаедрах з розсипу р. Біллях. Співвідношення смуг в спектрах ФЛ цих кристалів таке: N3 < *S*1 < 575 нм (трубка Ситиканська) і N3 < 575 нм (розсип р. Біллях). Наявність смуг міжвузлових азотних дефектів (центр 575 нм), але меншої інтенсивності, порівняно зі смугами вузлових дефектів азоту, виявлена і для інших алмазів з трубки Ситиканська та з розсипу р. Біллях. Наприклад, для жовто-оранжевих кубоїдів *II* різновидності алмазів, за класифікацією Ю. Л. Орлова, з розсипу р. Біллях [25] характерна яскрава люмінесценція світло-жовтого кольору з таким співвідношенням інтенсивностей смуг центрів — N3 < *S*1 > 575 нм. Зауважимо, що в спектрах ФЛ алмазів з трубки Ситиканська ряду октаедр — ромбододекаедр та їх зростках, переповнених включеннями графіту, лінія безфононного переходу центру 575 нм відмічається і при 300 К. Для кристалів з розсипу р. Біллях при кімнатній температурі, як правило, фіксується тільки безструктурна смуга 600 нм, а лінія безфононного переходу 575 нм — лише при 77 К. Аналогічні центри та подібні співвідношення їх інтенсивностей встановлені нами і для двох білокоровицьких та двох самотканських кристалів перехідних форм {111} + {110}.

Характерний розподіл центрів ФЛ в кубічних кристалах із Самотканського розсипу — 409 нм < *S*1(*S*2) > 575 нм — може свідчити про більше різноманіття дефектів структури цих алмазів, обумовлене наявністю двох типів азотних дефектів, що пов'язані з міжвузловими атомами азоту в ґратках (409 та 575 нм).

Особливості ІЧ-спектрів. Не менш різноманітні також й ІЧ-спектри вивчених українських алмазів (рис. 1, 2), обумовлені характерними для більшості природних алмазів азотними (*A*, B_1, B_2, *C*) та деякими іншими — власними чи домішковими — дефектами ґратки, що фіксуються як в однофононному (400–1800), так і в високочастотному (2600–4000 $см^{-1}$) діапазонах.

Згідно з існуючою фізичною класифікацією, вивчені нами мікрокристали алмазу належать до типів I*a* (центри *A*, B_1 та B_2), I*ab* (центри *A*, B_1, B_2 та *C*) і I*b* (центри *C*) та до так званих "безазотних" алмазів [3]. Можна зауважити, що тип I*a* домінує серед білокоровицьких та зеленоярських кристалів, а типи I*ab* та I*b* — серед самотканських [13–15]. Типи I*a* і I*ab*, як правило, характерні для кристалів октаедричного габітусу, а типи I*b* та "безазотний" — для кубічних кристалів. Для ІЧ-спектрів багатьох досліджених і, в першу чергу, "безазотних" алмазів характерна смуга поглинання з максимумом в діапазоні 1030–1050 $см^{-1}$ (в зеленоярських алмазах вона іноді супроводжується слабшою смугою або плечем близько 1020 $см^{-1}$), яка часто перекривається зі ще однією — 975–1010 $см^{-1}$. Смуги 975–1010 і 1020–1050 $см^{-1}$ не корелюють між собою, в деяких спектрах спостерігається лише одна з них, що свідчить про їх приналежність до двох незалежних дефектів. Природа

центрів, що відповідають за дві останні смуги, наразі невідома, їх умовно позначено як центр *X* (смуга 975–1010) і центр *E* (смуга 1020–1050 $см^{-1}$) [14, 15]. Ці смуги, здебільшого, найінтенсивніші в самотканських кристалах кубічного габітусу (рис. 2, зр. С-26). Поглинання в діапазоні 1020–1050 $см^{-1}$ було зафіксовано і для двох білокоровицьких алмазів з коричнево-червоною ФЛ. Слід зауважити, що подібні ФЛ-характеристики (червоне випромінювання та центр 575 нм) були встановлені раніше (Е. Ю. Палкина, 1992) для інших кристалів алмазу з кластогенних відкладів цієї частини УЩ.

Завдяки проведенню вимірів ІЧ-спектрів в різних точках кристалів (без прив'язки до відповідної зони через їх малий розмір) було встановлено зональну внутрішню будову окремих алмазів. На рис. 6 у роботі [14] приведені ІЧ-спектри зеленоярського кристалу алмазу З-18 з дуже низькою інтенсивністю люмінесценції. Для нього в окремих точках встановлене різко контрастне за складом ІЧ-поглинання, зокрема, для точок З-18, 1 і 2 зафіксовані ІЧ-смуги поглинання центрів *A*, *B*1, >C=CH_2, а для 3 і 4 — смуги поглинання центрів *E* та смуг CO_3, CH_2—, CH_3—, H_2O, OH^-. Це свідчить про різну форму входження азотної домішки: як в інтерстиції (центр *E*), так і у вузли ґратки (центри *A* і *B*1).

Зіставлення ІЧ-спектрів українських розсипних та якутських кімберлітових (трубка Удачная) алмазів [13, 14] дозволяє зосередити увагу на наступному. Переважній більшості українських алмазів притаманні смуги поглинання, іноді дуже інтенсивні, що можуть бути пов'язані [6, 16, 21, 26] з валентними та деформаційними коливаннями води та/або коливаннями зв'язків O—H, C—H, N—H, C—N (2840–3800 $см^{-1}$) і >C=O (1730–1750 $см^{-1}$), які в спектрах якутських алмазів розповсюджені лише зрідка та значно слабші за інтенсивністю [6]. Порівняльний аналіз особливостей морфології та ІЧ-спектрів алмазу з розсипів України і кімберлітів Якутії (трубка Удачная) дозволив виявити кореляційні зв'язки між високими інтенсивностями смуг поглинання аліфатичних CH_2—, CH_3—, (2840–2980 $см^{-1}$), OH- та деяких інших груп і води та кубічним габітусом кристалів. Навпаки, вузькі смуги 3107 $см^{-1}$, що відповідають коливанням зв'язків >C=CH_2 [23, 24, 26], властиві ІЧ-спектрам октаедричних кристалів. Тому значне поглинання в цьому діапазоні властиве абсолютній більшості якутських зразків і лише частині українських: практично всім білокоровицьким та меншою мірою, зеленоярським і самотканським. Хоча серед самотканських кристалів октаедричного габітусу є й такі (наприклад, зр. С-30, С-36), в яких смуга 3107 $см^{-1}$ може бути інтенсивнішою, ніж в якутських [13, 14]. Смуги *X*- і *E*-центрів зафіксовані й в ІЧ-спектрах якутських алмазів, але вони переважно значно слабші за інтенсивністю та присутні обов'язково на фоні сильного поглинання азотних центрів.

Кореляція даних ІЧ- та ФЛ-спектроскопії. На основі комплексного спектроскопічного дослідження українських і якутських алмазів та існуючих літературних даних нами проведена кореляція розподілу ФЛ- та ІЧ-центрів. Детальний аналіз спектрів українських ал-

Таблиця 2. **Спектроскопічні властивості українських алмазів**

Номер зразка	Співвідношення інтенсивностей смуг	
	ФЛ-випромінювання	ІЧ-поглинання
З-8	N3	*B*2>*B*1>*A*
Б-10	N3	*B*1 ≈ *A*>*B*2
С-24	N3>>>575	*B*1>*A*
С-8	N3 ≈ *H*4	*B*1>*A*>*B*2
З-28, Б-2	N3<*H*4	*A*≥*B*1; *B*2
С-28	*H*4	*A*
З-13, С-36	N3<*H*3	*A*>*B*1>*B*2
Б-1	N3<*H*3	*A*>*B*1; *E* (сліди)
З-29	N3<*H*3<575	*A*<*E*
Б-3	N3<<*S*1<575	*C*<*X*<*E*
С-34	409<*S*1<575	*C*; *X* (сліди); *E* (сліди)
С-27	409; *N*3<*S*1<575	*C*<*E*
С-20	409<*H*3<575	*A*>C; *X* (сліди); *E* (сліди)
З-20	409<<575	*X*<*E*
З-16, С-26	575	*X* (сліди); *E*
З-6, Б-4	Червона ФЛ	*E*

мазів виявив незначну кількість кристалів, де були зафіксовані лише окремі види дефектів: *A*, що корелює з *H*4; *C* — з *S*1; смуга 975–1010 см$^{-1}$ (*X*) — з 409 нм і смуга 1020–1050 см$^{-1}$ (*E*) — з 575 нм. Підтверджуються наразі відомі в літературі кореляції між *B*2 ↔ N3; *A* та *B*1↔ *H*3 та *H*4. Таким чином, між дефектами структури, що проявляються в ІЧ-поглинанні (однофононна область спектру) та ФЛ, маємо наступні якісні кореляції: відомі — *B*2 ↔ N3; *A* та *B*1↔ *H*3 та *H*4; *C* ↔ *S*1 і нові — *X* ↔ 409 нм; *E* ↔ 575 нм, оранжево-червона ФЛ (в разі відсутності спектру ФЛ) ↔ *E*. Привертаючи увагу до нових кореляцій між ІЧ-поглинанням і ФЛ, відзначимо, що смуги поглинання 975–1010 і 1020–1050 см$^{-1}$ в ІЧ-спектрах кристалів алмазу кубічного габітусу з оранжево-червоним кольором люмінесценції, очевидно, також належать до азотних центрів і є спектральним проявом дефектів, пов'язаних з інтерстиційними атомами азоту (поодинокими чи агрегатними).

Розподіл азотних дефектів у найбільш показових зразках алмазів із різних джерел України, за результатами проведеного нами спектроскопічного дослідження, наведений у табл. 2.

Кристалогенетичні аспекти. Очевидно, суттєва різниця складу і концентрації азотних дефектів в двох морфологічно контрастних (*I* та *III*, табл. 1) групах українських алмазів є результатом двох різних механізмів росту кристалів: тангенціального — октаедрів і нормального — кубів. Швидка кристалізація алмазів кубічного габітусу, як термодинамічно неврівноважений процес в перенасиченому вуглецем, воднем, азотом тощо мінералоутворювальному середовищі призвела до захоплення волокнами і мікроблоками куба значної кількості цих домішок та консервації азоту у вигляді складних міжвузлових агрегатів (центри 389 і 409 нм), утворення дефектів, з якими можуть бути пов'язані деформаційні коливання молекул води, зв'язків O—H, C—H, N—H, C—N (2800–3800 см$^{-1}$) і >C=O (~ 1740 см$^{-1}$), та вакансійно-інтерстиціальних дефектів вуглецю, до яких належать центри *TR*12. Ця недосконалість внутрішньої будови та малі розміри кубічних кристалів вочевидь вказують на дуже короткий час їх кристалізації.

Своєрідна конфігурація ФЛ- та ІЧ- спектрів кубів з червоним кольором ФЛ (рис. 2), що обумовлена здебільшого постійним співвідношенням інтенсивностей проявлених смуг випромінювання поодиноких та агрегатних міжвузлових атомів азоту — 409 нм < 575 нм і наявністю смуг поглинання 975–1010 і 1020–1050 см$^{-1}$**,** свідчить про однаковий перебіг дифузійних процесів у структурі цих кристалів у напрямку підвищення температури в період "старіння" та лімітовану кількість вихідних вакансій (більш-менш пропорційну відносно захопленої азотної домішки), що обмежує процес "розповзання" міжвузлових атомів азоту. Підтвердженням цього є досліди з імплантації атомів азоту в безазотні кристали та подальшого їх високотемпературного прожарювання [4]. Внаслідок імплантації N^+ в спектрах катодолюмінесценції алмазів виникають лінії 389 (міжвузлові конфігурації центрів азоту) та лінії 470 нм (*TR*12), після їх прогрівання при *T* = 600 °C — система 575 нм, а далі при підвищенні температури до 1000 °C — лінії 503 (*H*3) та 539 нм.

Зафіксований сучасний дефектний стан октаедричних кристалів вказує, що їх ріст проходив за стабільніших високотемпературних умов кристалізації, близьких до термодинамічної рівноваги, та за нижчих значень концентрації вуглецю, а утворення та трансформація вузлових центрів ФЛ азоту йшли при підвищенні температури у напрямку *S*1 → *H*3, *H*4 → N3. При цьому яскраво-блакитна ФЛ та високий вміст центрів N3 (ФЛ), *B*2 і *B*1 (ІЧ) та лінії 3107 см$^{-1}$ в ІЧ-спектрі характеризують найбільш високотемпературні досконалі за формою та внутрішньою будовою октаедри і можуть свідчити про постгенетичне відпалювання. Прикладом таких досконалих алмазів можуть бути кристали, виявлені серед розсипних з районів Білокоровичів (зр. Б-10) та Зеленого Яру (зр. З-8): для них встановлені значно вищі інтенсивності смуг випромінювання і поглинання центрів N3 та *B*2, порівняно з вивченими октаедрами із трубки Удачная.

Таким чином, з урахуванням відомих теоретичних й експериментальних досліджень синтетичних і природних кристалів [3, 4] та спектроскопічних даних українських алмазів, можна передбачити таку послідовність появи та подальшої трансформації азотних дефектів в кристалах різного габітусу.

Для кубів: **ФЛ** — 409 → 575 → *S*1, *S*2 → *H*3 (*H*4); **ІЧ** — *X* → *E* → *C* → *A*.

Для перехідних форм: **ФЛ** — 575 → *S*1, *S*2 → *H*3 (*H*4) → N3; **ІЧ** — *E* → *C* → *A*, *B*1 → *B*2.

Для октаедрів: **ФЛ** — *S*1 → *H*3, *H*4 → N3; **ІЧ** — *C* → *A*, *B*1 → *B*2.

Висновки. 1. Сучасний дефектний стан ґратки кристалів різної морфології є результатом специфіки умов росту (швидкість кристалізації, перенасиченість середовища, температура, тиск тощо) та подальшої трансформації різних типів дефектів внаслідок дифузійних процесів, що відбуваються при підвищенні температури. Неупорядкованість та дефектність структури кристалів кубічного габітусу з оранжево-червоною ФЛ пов'язана з нетангенціальним ростом.

2. Якісна кореляція смуг ІЧ-поглинання з частотою 975–1010 і 1020–1050 $см^{-1}$ та смуг випромінювання ФЛ 409 та 575 нм є типовою ознакою кристалів кубічного габітусу титан-цирконієвих розсипів України.

3. Враховуючи тенденцію поширення основних габітусних форм і конфігурацію спектрів ФЛ мікрокристалів алмазу із Самотканського і Зеленоярського титан-цирконієвих розсипів, можна говорити про їх подібний генезис (найвірогідніше, еклогітовий парагенезис), незважаючи на нерівнозначні палеогеографічні умови формування та різні джерела живлення в межах УЩ.

1. *Бескрованов В. В.* О природных алмазах с оранжевой фотолюминесценцией // Физические свойства и минералогия природного алмаза: сб. науч. тр. — Якутск, 1986. — С. 21–29.
2. *Бескрованов В. В., Барашков Ю. П., Алексеев А. А.* Содержание газов и ИК-спектров алмазов из кимберлитовых трубок Якутии // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Материалы науч.-практ. конф., посвящ. 30-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК "АЛРОСА". — Мирный, 1998. — С. 166–168.
3. *Бокий Г. Б., Безруков Г. Н., Клюев Ю. А. и др.* Природные и синтетические алмазы. — М.: Наука, 1986. — 221 с.
4. *Вавилов В. С., Гиппиус А. А., Конорова Е. А.* Электронные и оптические процессы в алмазе. — М.: Наука, 1985. — 120 с.
5. *Вечерин П. П., Журавлев В. В., Кваскоv В. Б. и др.* Природные алмазы России. — М.: Полерон, 1997. — 304 с.
6. *Галимов Э. М., Клюев Ю. А., Ивановская И. Н. и др.* Корреляция изотопного состава углерода, морфологии и структурных особенностей монокристаллических алмазов из некоторых россыпей Якутии // Докл. АН СССР. — 1979. — **249**, № 4. — С. 958–962.
7. *Еременко Г. К.* Новая электронно-колебательная серия в спектрах люминесценции природного алмаза // Конституция и свойства минералов. — 1971. — № 5. — С. 82–84.
8. *Еременко Г. К., Полканов Ю. А.* Об окраске и люминесценции алмазов различного габитуса (на примере мелких алмазов Украины) // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. — 1969. — Ч. 98, вып. 3. — С. 334–338.
9. *Еременко Г. К., Полканов Ю. А.* Особенности люминесценции мелких алмазов из песчаных отложений Украины // Докл. АН СССР. — 1969. — **188**, № 4. — С. 905–908.
10. *Жакупбеков Б. С.* Катодолюминесценция ионно-имплантированного алмаза: Автореф. дис. … канд. физ.-мат. наук. — М., 1983.
11. *Зайцев А. М.* Катодолюминесценция монокристаллов, эпитаксиальных пленок и ионно-имплантированных слоев алмаза: Автореф. дис. … канд. физ.-мат. наук. — М., 1980.
12. *Зайцев А. М., Гиппиус А. А., Вавилов В. С.* Люминесценция азотосодержащих примесно-дефектных комплексов в ионно-имплантированных слоях природного алмаза // Физика и техника полупроводников. — 1982. — **16**, № 3. — С. 397–403.
13. *Ільченко К. О., Квасниця В. М., Таран М. М. та ін.* Деякі особливості інфрачервоних спектрів мікрокристалів алмазу з кластогенних відкладів України // Стан, перспективи та напрямки геологорозвідувальних робіт на алмази в Україні: Матеріали наук.-техн. наради (Київ, 19–22 трав. 2003 р.). — Київ, 2003. — С. 167–173.
14. *Ільченко К. О., Квасниця В. М., Таран М. М. та ін.* Дефектні центри дрібних алмазів України за даними ІЧ-спектроскопії // Мінерал. журн. — 2003. — **25**, № 5/6. — С. 108—121.
15. *Ільченко К. О., Лупашко Т. М., Таращан А. М. та ін.* Порівняльна характеристика особливостей алмазів з осадових відкладів Українського щита за даними інфрачервоної спектроскопії та люмінесценції // Стан, перспективи та напрямки геологорозвідувальних робіт на алмази в Україні: Матеріали наук.-техн. наради (Київ, 19–22 трав. 2003 р.). — Київ, 2003. — С. 163–167.
16. *Кафадаряян Е. А., Бернштейн В. М., Товмасяян Д. Д.* ИК-поглощение водородных комплексов в природных алмазах // Журн. приклад. спектроскопии. — 1988. — **49**, № 1. — С. 149–150.
17. *Лупашко Т. Н., Таращан А. Н., Квасница В. Н., Кутузова Т. Я.* О некоторых особенностях фотолюминесценции кристаллов алмаза из россыпей Украины // Минерал. журн. — 1999. — **21**, № 2/3. — С. 13–21.
18. *Мологоловец В. Г.* Катодолюминесценция синтетических алмазов, облученных быстрыми нейтронами // Синтет. алмазы. — 1979. — Вып. 3. — С. 5–9.
19. *Мологоловец В. Г.* Изучение примесного состава и реальной структуры монокристаллов синтетического алмаза спектроскопическими методами: Автореф. дис. … канд. физ.-мат. наук. — Киев, 1981.
20. *Плотникова С. П., Клюев Ю. А., Парфианович И. А.* Длинноволновая фотолюминесценция природных алмазов // Минерал. журн. — 1980. — **2**, № 4. — С. 75–80.
21. *Полиморфные* модификации углерода и нитрида бора: Справ. — М.: Металлургия, 1994. — 318 с.
22. *Таращан А. Н., Лупашко Т. Н.* Новые данные о спектрах фотолюминесценции природных алмазов // Минерал. журн. — 1999. — **21**, № 2/3. — С. 39–44.

23. *Davies G.* The *A* nitrogen aggregate in diamond — its symmetry and possible structure // J. Phys. C. — 1976. — **9**. — P. 537–542.
24. *Dyer H. B., Raal F. A., du Preez L., Loubser J. H.* Optical absorption features associated with paramagnetic nitrogen in diamond // Phil. Mag. — 1965. — **11**, No 112. — P. 763–774.
25. *Lupashko T., Tarashchan A., Kvasnytsya V. et al.* Luminescence, EPR and morphology of diamond crystals from placer deposits // Spectroscopic Method in Mineralogy: 3rd Europ. Meet., 10–13 Sept., 1996. — Kiev, 1996. — P. 27.
26. *Woods G. S., Collins A. T.* Infrared absorption of hydrogen complexes in type *I* diamond // J. Phys. Chem. Solids. — 1983. — **44**, No 5. — P. 471–475.

Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України, Київ Надійшла 22.09.2003

РЕЗЮМЕ. Приведены результаты сравнительного анализа особенностей спектров фотолюминесценции и инфракрасного поглощения мелких алмазов из трех разных по возрасту и происхождению россыпей на территории Украинского щита, алмазов из россыпи р. Биллях и кимберлитовых трубок Сытыканская и Удачная (Якутия). Выявлена взаимосвязь между распределением оптически активных центров и габитусом кристаллов украинского алмаза. Несовершенство структуры кристаллов разной морфологии отражает специфику механизма роста и дальнейшей трансформации разных типов дефектов при повышении температуры. Для кристаллов кубического габитуса украинских алмазов установлена качественная корреляция полос инфракрасного поглощения с частотой 975–1010 и 1020–1050 $см^{-1}$ и полос излучения фотолюминесценции 409 и 575 нм.

SUMMARY. The results of comparative analysis of photoluminescence and infrared absorption spectra of small diamonds from three placers of different age and origin of the Ukrainian Shield as well as diamonds from the placer on the Billiakh River, and Sytykanskaya and Udachnaya kimberlitic pipes (Yakutia) are demonstrated. Distribution of optical active centers and habit of Ukrainian diamond crystal are found to be related. Imperfection of structure of diamond crystals of different morphology reflects characteristics of the growth mechanisms and further transformation of various defects at temperature elevation. A qualitative correlation between *IR*-absorption bands at 975–1010 and 1020–1050 cm^{-1} and photoluminescence irradiation bands at 409 and 575 nm for cubic crystals of Ukrainian diamonds is found.

МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ
MINERALOGICAL JOURNAL
(UKRAINE)

УДК 549.5+552.313.8(477)

Ю. С. Цимбал, В. М. Квасниця, С. М. Цимбал, І. В. Тараско

Незвичайні хромшпінеліди із туфів волинської серії нижнього венду північної частини Волино-Подільської плити

Серед вулканітів трапової формації волинської серії нижнього венду вперше виділена і вивчена перекальська товща пірокластичних порід потужністю до 60 м, що залягає вище базальтів ратненської світи цієї серії. Вона утворена різноуламковими туфами, майже повністю складеними лапілями зміненого вулканічного скла. За особливостями хімічного складу останнє поділено на два типи, що істотно відрізняються за вмістом K_2O (0,2–0,8 % проти 1,8–5,0) і MgO (10–21 % проти 6–14). Разом з цим, обидва типи за складом не подібні до толеїтових базальтів трапової формації і відповідають пікритам, пікритобазальтам і трахібазальтам калієвого ряду. Для туфів перекальської товщі характерна присутність акцесорних хромшпінелідів, представлених дрібними (< 0,5 мм) кристалами октаедричного габітусу або їх зростками. Поверхня кристалів іноді ускладнена вузькими гранями ромбододекаедру і тригонтриоктаедрами. На місці ребер та вершин октаедрів часто розвинені округлі поверхні, що складені сферичними частинками нанометрових та субмікронних розмірів. Округлі поверхні кристалів вивчених хромшпінелідів за будовою нагадують упорядковані структури опалу та фрамбоїдального піриту і є, мабуть, формами росту, а їх наявність свідчить про кристалізацію хромшпінелідів у перенасиченому середовищі. Виділено чотири групи хромшпінелідів, що відрізняються за морфологією кристалів, хімічним складом та умовами утворення в проміжних магматичних камерах у верхній мантії і земній корі. Формування магми, вихідної для туфів перекальської товщі, відбувалося на глибині більшій 120 км унаслідок часткового плавлення деплетованих піропових лерцолітів без істотного привнесення глибинними флюїдами некогерентних елементів.

На Волино-Подільській плиті досить широко розповсюджені породи волинської серії нижнього венду [5, 8]. Вони представлені переважно вулканічними породами трапової формації ефузивної та пірокластичної фацій. У складі волинської серії виділяються такі світи (знизу вверх): горбашівська (пісковики, гравеліти), заболотівська (базальти з прошарками туфів), бабинська (туфи) і ратненська (базальти з прошарками туфів).

В останні роки при проведенні пошукових робіт на алмази на ділянці Перекалля в центральній частині Прип'ятського валу вище базальтів ратненської світи встановлено товщу пірокластичних порід потужністю від декількох до 60 м (рис. 1), яку було названо перекальською [11]. Вона складена різноуламковими туфами зеленувато-бурого, світло-зеленого і блакитно-зеленого кольорів. В базальній частині товщі туфи представлені агломератовими різновидами, в середній — крупноуламковими, у верхній — крупно- і середньоуламковими з прошарками алевролітових і аргілітових. У туфах в невеликій кількості зустрічаються дрібні уламки базальтів нормального ряду різного ступеню розкристалізації, шлакоподібних порід з мікролітами польового шпату, добре розкристалізованих сублужних габро-діабазів, калієвих базитів з діабазоподібною структурою і трахітів, а також окремі зерна кварцу і калієвого польового шпату. Уламки названих порід змінені гідротермальними або метасоматичними процесами, що значно ускладнює їх діагностику та вивчення.

Основною складовою частиною туфів є лапілі слабо розкристалізованого вулканічного скла. Воно повністю змінене і заміщене монтморилонітом, сапонітом й іншими слюдоподібними мінералами. Колір продуктів зміни вулканічного скла зелений або бурий різних відтінків. Часто вони неоднорідні за забарвленням і мають пухирчасту будову.

Цемент туфів поровий, контактовий, місцями базальний. За складом він слюдистий, карбонатний або змішаний. Вміст цементу в туфах здебільшого незначний. Туфи мають

© Ю. С. Цимбал, В. М. Квасниця, С. М. Цимбал, І. В. Тараско, 2003

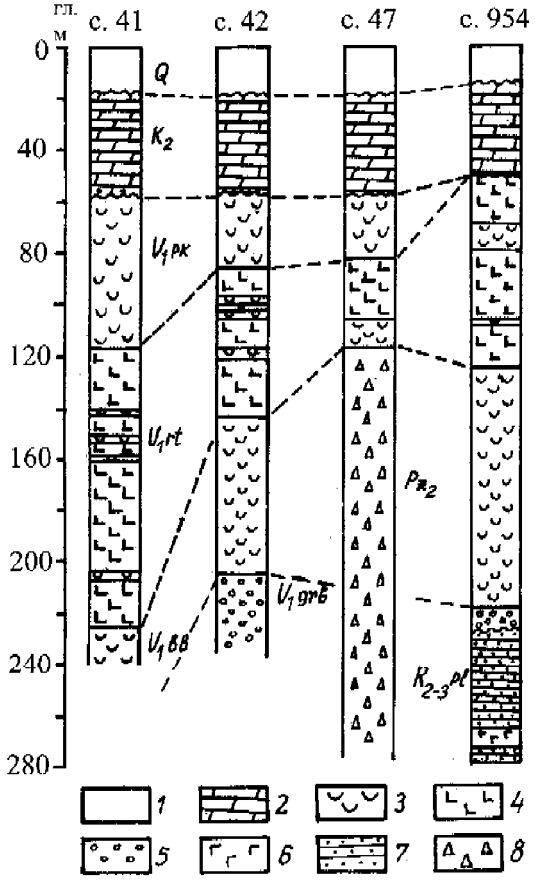


Рис. 1. Співставлення розрізів волинської серії нижнього венду Перекальського блоку (центральна частина Прип'ятського валу): *1* — піски, *2* — карбонатні відклади, *3* — туфи, *4* — базальти, *5* — гравеліти, *6* — сублужні габро-діабази, *7* — пісковики, *8* — брекчії гетерогенного складу; *Q* — четвертинна система, K_2 — верхня крейда, V_1pk — перекальська товща, V_1rt — ратненська світа, V_1bb — бабинська світа, V_1grb — горбашівська світа, $R_{2-3}pl$ — поліська серія, Pz_2 — середній палеозой

добре виражену верствуватість, яка підкреслюється зміною розміру і кольору лапілей. За хімічним складом туфи перекальської товщі істотно відрізняються від толеїтових базальтів ратненської світи високим вмістом K_2O і низьким — CaO і Na_2O (табл. 1). Тому розглядати їх як пірокластичний аналог цих базальтів ніяк не можна.

З метою визначення хімічного складу власне вулканічного скла та продуктів його зміни з туфів були виділені лапілі блакитно-зеленого кольору і проаналізовані методами мокрої хімії (табл. 1, ан. 7, 15) та за допомогою електронного мікрозонда. Хімічним аналізом встановлено, що склад лапілей вулканічного скла відрізняється від валового складу туфів головним чином за вмістом тих компонентів, що утворюють цемент туфів і продукти його зміни (CaO, Fe_2O_3, Na_2O, Al_2O_3). Разом з тим вони, як і туфи в цілому, значно збагачені K_2O і бідні на CaO і Na_2O. В лапілях відмічається вищий, ніж в туфах, вміст MgO, що зближує їх з пікритобазальтами.

Мікрозондовий аналіз окремих лапілей вулканічного скла світло-зеленого і блакитно-зеленого кольору показав їх різний склад (табл. 2), на підставі чого вони розділені на дві групи. Для першої з них характерний високий вміст MgO (10–21 %) і низький — K_2O (0,2–0,8). Друга група має нижчу концентрацію MgO (6–14 %) і значно вищу — K_2O (1,8–5,0). Продукти зміни вулканічного скла цих двох груп відрізняються також і за вмістом інших компонентів. Високомагнезіальні відміни їх порівняно з низькомагнезіальними містять дещо більше CaO, Na_2O і MnO. Серед вулканічного скла другої групи іноді зустрічаються різновиди з дуже високим вмістом TiO_2 (до 15–17 %) та поодинокими включеннями титаномагнетиту. Титаномагнетит має такий склад, %: TiO_2 — 12,7–21,7; Al_2O_3 — 1,9–3,0; Cr_2O_3 — 0,02–0,06; $FeO_{заг}$ — 61,7–71,9; MnO — 1,7–5,1; MgO — 0,7–1,3; NiO < 0,08; ZnO < 0,16. Близькі за складом включення титаномагнетиту знайдені також в лапілях вулканічного скла першої групи. Слід особливо наголосити, що в проаналізованому зміненому вулканічному склі, в тому числі й у найбільш високомагнезіальному, вміст хрому дуже низький (Cr_2O_3 < 0,03 %).

В туфах перекальської товщі (свердл. 47, гл. 61,7 м) методом *ISP-MS* встановлені такі елементи-домішки, г/т: Ni — 28,0; Co — 23,2; V — 197,0; Zr — 194,8; Nb — 17,0; Ta — 0,8; Hf — 5,7; Ga — 23,0; Cu — 15,0; Pb — 11,0; Zn — 47,0; As — 2,0; Cs — 1,9; Ba — 276,8; Sr — 93,6; Rb — 109,7; Sn — 2,0; Th — 3,3; U — 1,0; Y — 20,4; La — 22,1; Ce — 32,2; Pr — 3,83; Nd — 18,4; Sm — 4,0; Eu — 1,09; Gd — 4,14; Tb — 0,61; Dy — 3,76; Ho — 0,77; Er — 2,21; Tm — 0,33; Yb — 2,28; Lu — 0,34. Аналіз виконано в *Acme analytical Laboratories* LTD (Канада) за сприяння проф. С. В. Богданової (Лундський ун-т, Швеція). Як видно з цих даних, туфи перекальської товщі мають дещо підвищений вміст некогерентних елементів,

Таблиця 1. **Хімічний склад туфів перекальської товщі нижнього венду центральної частини Прип'ятського валу, %**

П р и м і т к а. Зірочкою позначено лапілі зміненого вулканічного скла блакитно-зеленого кольору, в цих же аналізах визначено сумарне залізо. Аналізи виконані О. П. Красюк в хімічній лабораторії ІГМР НАН України.

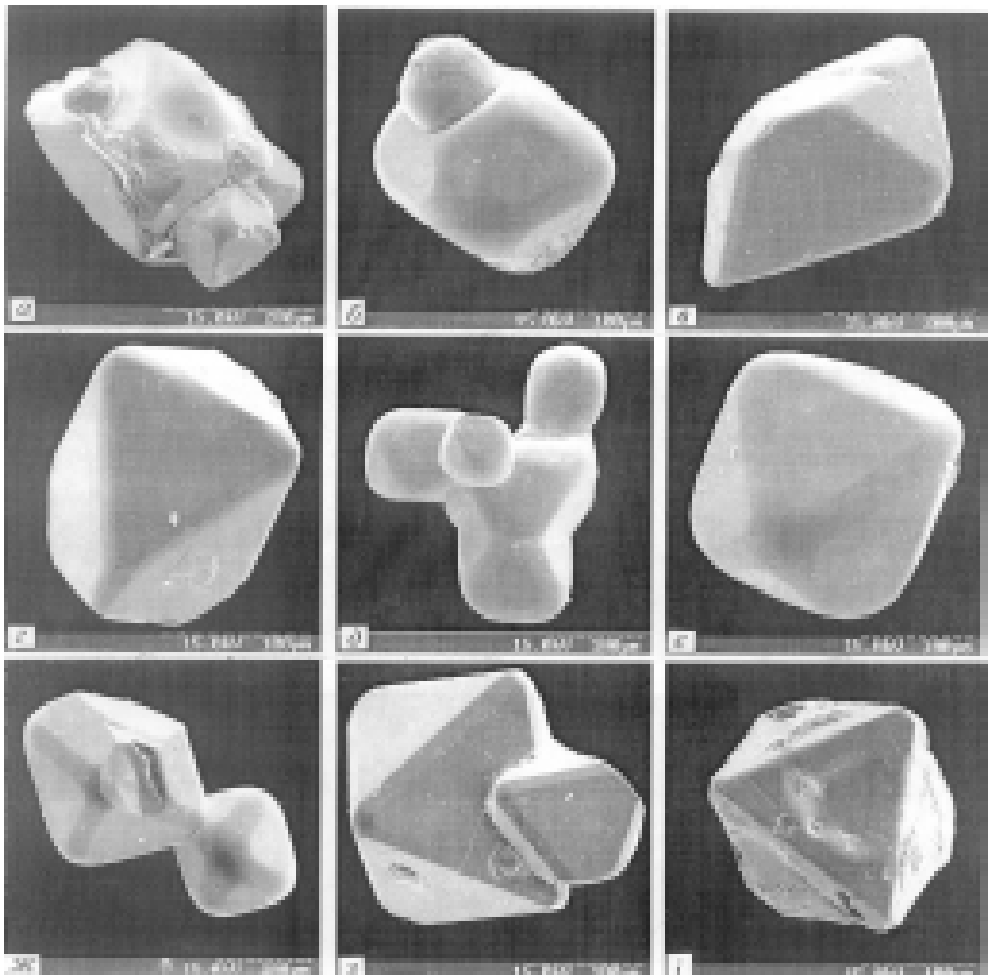


Рис. 2. Октаедри хромшпінелідів та їх зростки із туфів перекальської товщі нижнього венду центральної частини Прип'ятського валу: *Група кристалів: а* — перша; *б–ж* — друга, *з* — третя, *і* — четверта

Таблиця 2. **Хімічний склад зміненого вулканічного скла з туфів перекальської товщі нижнього венду центральної частини Прип'ятського валу, %**

Номер аналізу	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	*Сума*
1	52,65	0,23	15,28	0,00	9,98	0,04	9,94	2,22	0,20	1,87	0,05	92,46
2	46,44	0,14	11,13	0,00	8,40	0,05	10,16	0,23	0,18	3,76	0,02	80,51
3	37,45	15,80	10,07	0,00	8,25	0,03	6,98	0,28	0,12	3,20	0,00	82,18
4	48,43	0,12	12,13	0,03	8,52	0,08	11,23	0,17	0,09	3,68	0,00	84,48
5	51,47	0,21	14,86	0,02	11,21	0,09	8,88	1,86	0,10	3,69	0,05	92,44
6	47,29	0,14	12,60	0,03	8,56	0,05	14,16	0,19	0,04	3,75	0,05	86,86
7	49,75	0,40	13,94	0,03	10,94	0,06	7,20	0,22	0,09	5,06	0,00	87,69
8	47,80	0,35	13,69	0,02	11,03	0,08	7,30	0,31	0,05	4,77	0,00	85,39
9	47,74	0,26	13,52	0,01	12,22	0,02	7,90	0,25	0,08	4,48	0,00	86,48
10	43,59	17,09	12,28	0,03	8,46	0,09	6,99	1,22	0,10	4,85	0,00	94,70
11	46,64	0,22	13,07	0,00	11,39	0,04	9,05	0,28	0,05	3,48	0,00	84,22
12	49,36	0,34	13,07	0,04	8,84	0,09	11,25	0,19	0,04	4,45	0,00	87,67
13	42,51	0,48	14,29	0,01	10,73	0,22	19,07	1,11	0,30	0,56	0,01	89,29
14	39,88	0,14	14,50	0,01	10,54	0,25	20,68	0,84	0,19	0,30	0,00	87,33
15	38,75	0,15	14,66	0,01	11,87	0,31	20,85	0,90	0,16	0,24	0,03	87,93
16	40,14	2,43	14,89	0,00	12,76	0,28	19,84	0,86	0,11	0,62	0,00	91,93
17	40,93	0,19	14,96	0,01	13,23	0,27	18,47	0,95	0,18	0,83	0,02	90,04

П р и м і т к а. 1–12 — свердл. 47, гл. 75,0 м; 13–17 — свердл. 41, гл. 107,5–107,8 м; * — все залізо у вигляді FeO. Аналізи виконані В. М. Верещаком на електронно-зондовому приладі *Cameca SX*50.

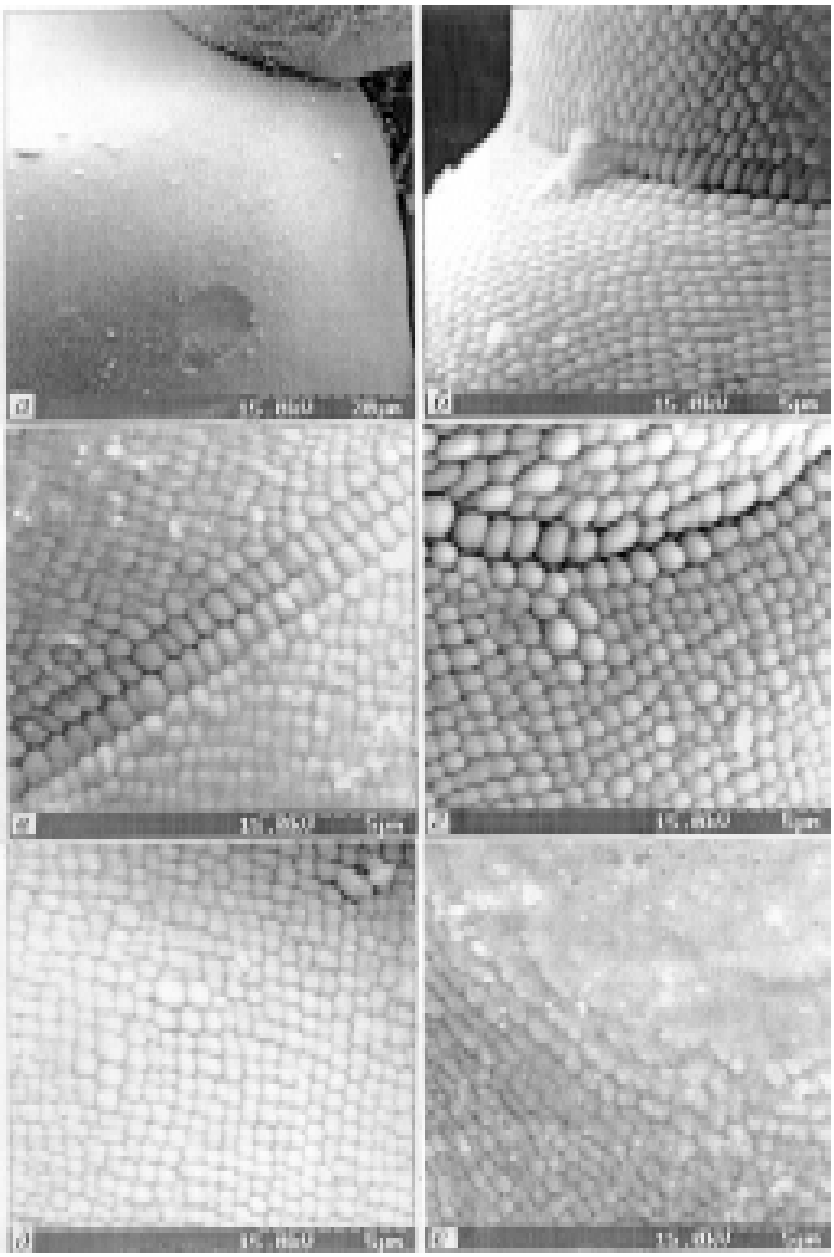


Рис. 3. Сферичні утворення на округлих поверхнях кристалів хромшпінелідів (зросток кристалів на рис. 2, *д*) із туфів перекальської товщі нижнього венду центральної частини Прип'ятського валу: *а* — загальний вигляд округлої поверхні одного з кристалів зростку, складеної зі сферичних частинок; *б–г* — деталізація сферичних частинок з елементами гексагонального і кубічного мотивів; *д* — сфери з елементами огранення; *є* — перехідна зона кристалу від округлої поверхні зі сферами до плоскої мозаїчної грані октаедра

зокрема Nb, Zr, Y, Ga, Th, Ta, Hf, рідкісноземельних елементів (РЗЕ). Серед останніх легкі лантаноїди значно переважають над важкими. За типом нормованого до хондриту розподілу РЗЕ ці туфи близькі до базальтів ратненської світи.

Незважаючи на низький вміст хрому в продуктах зміни вулканічного скла, у відібраних із туфів перекальської товщі протолочних пробах вагою до 2 кг нами встановлені хромшпінеліди в кількості від 5–10 до 60–70 кристалів. Майже всі вони мають розмір 0,1–0,3 мм і є кристалами октаедричного габітусу. Поверхня деяких із них ускладнена вузькими смужками граней ромбододекаедра і, можливо, тригон-триоктаедрами (рис. 2). Проте частіше на місці ребер і вершин октаедрів розвинуті опуклі поверхні різної величини —

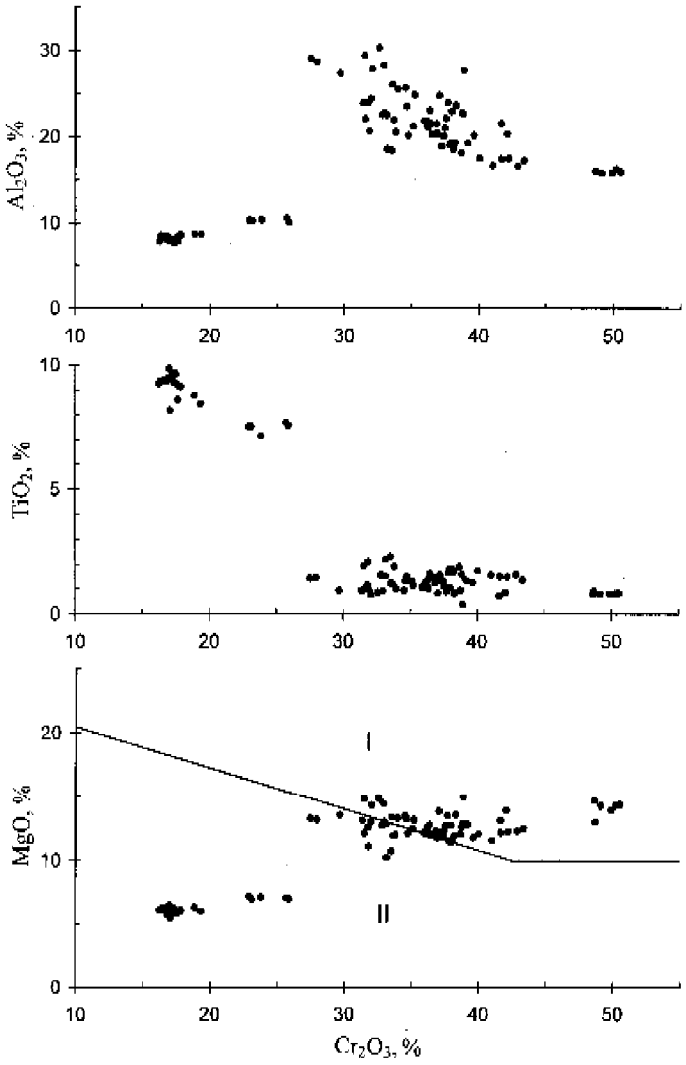


Рис. 4. Двокомпонентні діаграми складу хромшпінелідів з туфів перекальської товщі нижнього венду центральної частини Прип'ятського валу: *I* — поле хромшпінелідів із ксенолітів мантійних перидотитів в кімберлітах; *II* — поле хромшпінелідів, які кристалізувались на рівні земної кори

від вузьких до широких. Останні надають кристалам майже округлу форму. Ще однією особливістю кристалів хромшпінелідів є прояви скелетного росту, коли на місці граней октаедра розвинуті великі западини. Досить специфічні також зародкові грані {111} на кулястих індивідах хромшпінелідів. Шкаралупувата будова деяких із них нагадує келіфітові облямівки на піропах. Одиночні кристали хромшпінелідів зустрічаються відносно рідко. Значно частіше спостерігаються їх зростки: закономірні і незакономірні з декількох індивідів (до п'яти і більше). Частина кристалів хромшпінелідів зазнала сколювання, найвірогідніше в процесі виверження, про що свідчить наявність часткового заліковування поверхні сколів.

Електронно-мікроскопічні дослідження напівокруглих кристалів хромшпінелідів показують, що округлі поверхні їх часто складені зі сферичних частинок нанометрового і субмікронного розміру — від 0,2 до 1 мкм (рис. 3). Така будова округлих поверхонь нагадує добре відомі впорядковані опалові структури [1, 6], складені з нанометрових сфер. Серед мінералів подібні впорядковані структури описані також для фрамбоїдального піриту [7], розмір сферичних частинок в них не перевищує 3 мкм. Середній розмір сфер вивчених хромшпінелідів становить 0,5 мкм. Хоч він не залежить від місця розташування, все ж сфери в місцях зростання (двійникування) індивідів хромшпінелідів помітно більші (рис. 3, *б–г*). Зустрічаються ділянки поверхні з майже однаковими за розміром сферами. Форма сфер — від ідеальної до видовженої; крім них спостерігаються глобули, подібні до елементарних мініатюрних недосконалих кристалів, без чіткого огранення (рис. 3, *д*). Час-

то сфери розташовані настільки впорядковано, що проявляються гексагональні та кубічні мотиви їх поєднання (рис. 3, *в–д*). Чітка геометрія сітки шару зі сфер особливо помітна, коли він складається з ідеальних і близьких за розміром частинок. В порожнинах між сферами не видно цементуючого їх матеріалу, тобто сфери утримуються одна біля другої за рахунок стикування. В зонах переходу від округлої до плоскої поверхні грані октаедра мають мозаїчну будову (рис. 3, *є*).

Найімовірніше, що округлі поверхні кристалів охарактеризованих хромшпінелідів є формами росту, а не розчинення. Вони дозволяють запропонувати такий можливий спосіб утворення цих кристалів: кристалізація нанометрових і субмікронних сфер (реакції конденсації?) → агрегація сфер в округлі макровиділення → утворення на них граней октаедра та інших форм. Надмолекулярний спосіб росту вимагає перенасичення мінералоутворювального середовища. Як показано в роботі [9], ріст сферокристалів хромшпінеліду хроміт-платинового зруденіння Нижньотагильського масиву відбувався із рудно-силікатного гелю інтерстиціальної суміші тонкодисперсних мінеральних фаз із залишковим флюїдом в дунітах. У нашому випадку пересичення могло виникнути в проміжних камерах при падінні тиску під час виверження, яке супроводжувалось декомпресійним кипінням з виділенням газів і утворенням багатьох центрів кристалізації. Про це свідчить, зокрема, утворення не тільки сферичних частинок хромшпінелідів, їх округлих форм, а й численних зростків.

За хімічним складом хромшпінеліди досить різноманітні. Вміст основних компонентів в них коливається в широких межах, %: Cr_2O_3 — 16–51; Al_2O_3 — 8–30; $FeO_{заг}$ — 18–56; MgO — 5–15; TiO_2 — 0,4–10; MnO — 0,3–1,1; NiO — 0,08–0,32; ZnO < 0,25. В табл. 3 приведені лише характерні аналізи хромшпінелідів, а всі інші використані при їх характеристиці.

Виходячи з особливостей складу, вивчені хромшпінеліди можна поділити на чотири групи (рис. 4, 5). До *першої групи* віднесені найбільш високохромисті (Cr_2O_3 — 48,6–50,5 %) і найменш залізисті (FeO — 18–20) різновидності хромшпінелідів. Вміст MgO в них становить 13,0–14,7, а Al_2O_3 — 15,8–16,3 %. Вони дещо збагачені TiO_2 (0,8–0,9) і MnO (0,5–

Таблиця 3. **Хімічний склад хромшпінелідів із туфів перекальської товщі нижнього венду центральної частини Прип'ятського валу, %**

Номер аналізу	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO*	MnO	MgO	ZnO	NiO	*Сума*
1	0,82	16,28	50,23	18,15	0,54	14,29	0,16	0,16	100,63
2	0,80	15,82	49,16	18,18	0,52	14,28	0,08	0,20	99,04
3	0,91	16,05	48,73	19,92	0,54	12,99	0,00	0,18	99,32
4	1,49	17,48	42,24	26,24	0,51	12,24	0,06	0,16	100,42
5	0,87	20,34	42,10	21,28	0,51	13,92	0,12	0,21	99,35
6	1,72	17,50	40,05	28,01	0,56	12,10	0,11	0,17	100,22
7	0,38	27,00	38,27	18,38	0,62	14,70	0,09	0,26	99,70
8	0,95	22,79	38,75	24,64	0,45	12,64	0,16	0,08	100,46
9	1,78	18,33	37,58	29,80	0,48	11,53	0,13	0,17	99,80
10	1,30	20,99	37,46	25,89	0,47	12,30	0,00	0,18	98,59
11	0,84	24,50	36,58	23,53	0,54	13,65	0,07	0,24	99,95
12	1,18	21,75	36,21	26,85	0,48	12,60	0,14	0,13	99,34
13	1,49	20,14	34,75	28,28	0,52	12,13	0,06	0,16	97,53
14	0,94	25,68	34,53	24,27	0,44	13,47	0,10	0,22	99,65
15	1,25	25,70	33,00	26,00	0,47	13,20	0,07	0,16	99,85
16	2,20	18,60	33,17	34,87	0,45	10,20	0,00	0,32	99,81
17	0,87	30,00	32,10	21,58	0,44	14,65	0,14	0,12	99,90
18	0,94	29,40	31,51	22,77	0,40	14,81	0,19	0,24	100,26
19	1,94	22,12	31,53	30,59	0,42	12,13	—	0,27	99,00
20	0,94	27,37	29,70	25,13	0,47	13,55	0,03	0,15	97,34
21	1,43	28,67	27,11	28,60	0,40	13,30	—	0,19	99,70
22	7,55	10,07	25,90	48,42	0,45	7,00	0,03	0,15	99,57
23	7,50	10,26	23,14	49,96	0,41	7,00	0,10	0,25	98,62
24	8,76	8,75	18,88	54,95	0,46	6,33	0,14	0,26	98,53
25	9,13	8,63	17,84	56,57	0,38	6,08	0,03	0,23	98,89
26	9,36	8,11	16,81	55,70	0,38	5,77	0,14	0,22	96,49
27	9,25	7,89	16,25	54,82	0,41	6,13	0,10	0,20	95,05

П р и м і т к а. *— все залізо у вигляді FeO. Аналізи виконані В. М. Верещаком на електронно-зондовому приладі *Cameca SX*50.

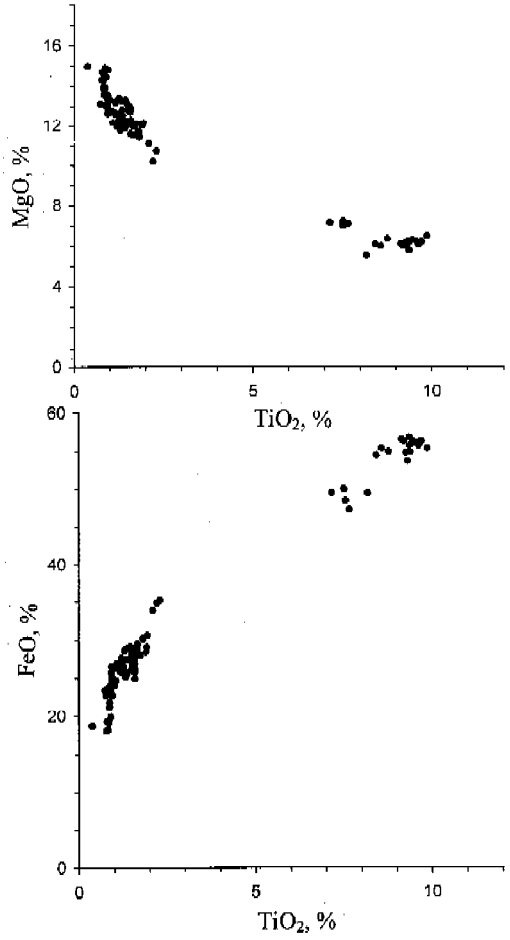


Рис. 5. Діаграми MgO — TiO_2 і $FeO_{заг}$ — TiO_2 для хромшпінелідів з туфів перекальської товщі нижнього венду центральної частини Прип'ятського валу

0,6 %). На рис. 2, *а* хромшпінеліди цієї групи представлені октаедром з паралельними наростами таких же менших октаедричних кристалів, ребра і вершини яких значно кородовані і згладжені. Всі кристали мають близький склад. Це можна розглядати як свідчення того, що вони утворилися з одного і того ж розплаву при стабільних *PT*-параметрах.

Хромшпінеліди *другої групи* є найбільш поширеними — понад 60 % вивчених кристалів. Морфологічно вони представлені октаедрами, двійниками (?) октаедрів і зростками від двох до п'яти кристалів октаедричного габітусу різного розміру. Основні типи їх показані на рис. 2, *б–ж*. На деяких кристалах ребра і вершини згладжені. Іноді на них спостерігаються тонкі шкаралупуваті облямівки. Вони відмічаються переважно на кристалах найбільш високохромистих різновидів хромшпінелідів другої групи. Крім того, поверхня деяких кристалів хромшпінелідів саме цієї групи складена сферичними мікрокристалами.

Хімічний склад хромшпінелідів другої групи варіює в досить широких межах, %: Cr_2O_3 — 27,5–43,5; Al_2O_3 — 16,6–30,3; $FeO_{заг}$ — 18,7–35,2; MgO — 10–15; TiO_2 — 0,4–2,3; MnO — 0,4–0,6. При цьому зі зменшенням вмісту Cr_2O_3 закономірно зростає вміст Al_2O_3, тоді як між вмістом Cr_2O_3 і MgO та Cr_2O_3 і TiO_2 кореляція не простежується. Вміст TiO_2 в хромшпінелідах має пряму залежність від вмісту $FeO_{заг}$ і обернену — від вмісту MgO. Незалежно від значних коливань вмісту мінералоутворювальних компонентів в хромшпінелідах другої групи, хімічний склад окремих індивідів у кожному зі зростків залишається ідентичним або дуже близьким.

Однією з найважливіших кристалохімічних ознак хромшпінелідів є ізоморфізм $Cr^{3+} \rightarrow Al$ і $Fe^{3+} \rightarrow Ti$. Ізоморфне заміщення першого типу властиве хромшпінелідам, які кристалізувалися з розплаву при пониженні тиску і, меншою мірою, температури. Ізоморфізм другого типу відображає зміну окисно-відновних умов мінералоутворювання в напрямку зростання активності кисню.

Хромшпінеліди *третьої групи* розповсюджені обмежено і представлені добре ограненими октаедрами або зростками октаедрів з гладенькими і блискучими поверхнями (рис. 2, *з*). За складом вони істотно відрізняються від хромшпінелідів першої та другої груп. Вміст основних компонентів становить, %: Cr_2O_3 — 23–26; Al_2O_3 — 10–11; $FeO_{заг}$ — 47–50; MgO — 7–8; TiO_2 — 7–8; MnO — 0,37–0,53. У них, як і в кристалах другої групи, немає кореляції між вмістом Cr_2O_3 і MgO, Cr_2O_3 і TiO_2, Cr_2O_3 і Al_2O_3, MgO і TiO_2, а залежність між Fe_2O_3 і TiO_2 виражена слабо. На всіх двокомпонентних діаграмах ці хромшпінеліди утворюють окреме поле, різко відмежоване від полів хромшпінелідів першої та другої груп. Це дозволяє стверджувати, що кристалізація їх відбувалась в принципово інших умовах, а саме: на незначній глибині, при низькому тиску і підвищеній фугітивності кисню. Ці умови сприяли окисненню заліза і збільшенню в хромшпінелідах вмісту Fe_2O_3 (21–24 %), а також шпінелевого і ульвошпінелевого компонентів.

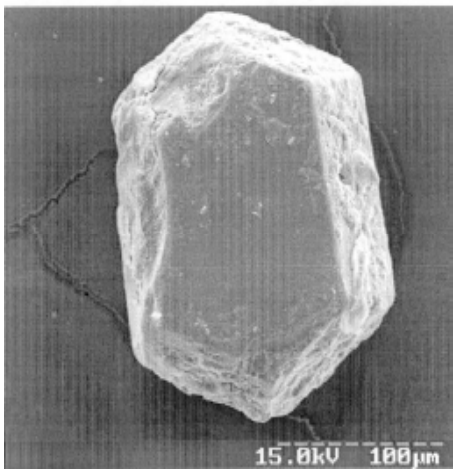


Рис. 6. Пінакоїдально-ромбоедричний кристал ільменіту з туфів перекальської товщі нижнього венду центральної частини Прип'ятського валу

Хромшпінеліди третьої групи із туфів перекальської товщі за типохімічними особливостями близькі до хромшпінелідів із основної маси кімберлітів Канади (трубка С 14) [2], Якутської [10] і Архангельської [3] алмазоносних провінцій, хоча значно відрізняються від них за морфологією кристалів. Подібні до них за складом хромшпінеліди знайдені також у вигляді включень у макрокристалах флогопіту із кімберлітів трубки Мир [4].

Хромшпінеліди *четвертої групи* у вулканічних породах нижнього венду Волино-Подільської плити зустрінуті вперше і лише в туфах перекальської товщі. Це одиночні кристали або зростки двох-трьох кристалів октаедричного габітусу з гострими ребрами і не до кінця "зарослими" гранями (рис. 2, *і*). Хімічний склад їх змінюється мало, %: Cr_2O_3 — 16–19; Al_2O_3 — 7,5–9,0; $FeO_{заг}$ — 54–57; MgO — 5,5–6,5; TiO_2 — 8–10; MnO — 0,38–0,47; ZnO < 0,2. В цих різновидах хромшпінелідів вміст Fe_2O_3 становить 26–28, а FeO — 30–32 %. Вони продовжують тренди зміни складу хромшпінелідів третьої групи, але їх поля на діаграмах не перекриваються. Для них характерний високий вміст ульвошпінелевого компоненту (до 25 %) і підвищений — магнезіоферитового (10–15). Особливості морфології й хімічного складу кристалів хромшпінелідів четвертої групи вказують на те, що вони утворились із залишкового розплаву на тлі росту окиснення.

Поряд з хромшпінелідами в туфах перекальської товщі зустрічаються ільменіт, титаномагнетит і рутил. Ільменіт утворює дрібні (< 0,3 мм) сплющені кристали гексагональної форми (рис. 6). Він, як правило, має підвищений вміст MgO (1,2–3,5 %), MnO (0,7–1,2) і Al_2O_3 (0,25–0,45) та низький вміст Cr_2O_3 (< 0,05). Склад титаномагнетиту наведений вище.

Враховуючи викладене і наявні у авторів інші дані, можна зробити наступні узагальнюючі висновки. 1. Туфи перекальської товщі утворюються з двох відмінних за складом типів вулканічного скла (вірніше продуктів його зміни) — високомагнезіального з низьким вмістом K_2O і менш магнезіального з високим вмістом K_2O. Оцінити співвідношення їх в туфах візуально і петрографічними дослідженнями вдається далеко не завжди, але, якщо прийняти до уваги високий вміст в туфах K_2O, то можна обгрунтовано твердити, що в цих туфах помітно переважає вулканічне скло другого типу. Вулканічне скло обох типів має низький вміст Na_2O та CaO і за хімічним складом істотно відрізняється від толеїтових базальтів ратненської світи. Тому вважати туфи перекальської товщі пірокластичним аналогом цих базальтів немає підстав. Значно більше вони подібні до пікритобазальтів і трахібазальтів калієвого ряду, виявлення яких можна очікувати в складі волинської серії нижнього венду в межах центральної частини Прип'ятського валу.

2. Характерною мінералогічною особливістю туфів перекальської товщі є наявність в них хромшпінелідів. Виділено чотири групи хромшпінелідів, які відрізняються між собою за морфологічними ознаками, хімічним складом і умовами утворю-

вання. Найбільш глибинними і високобаричними є хромшпінеліди першої групи. Вони кристалізувалися у верхній мантії на глибині понад 120 км із розплаву, збагаченого Mg і незначно — Ti і Cr. В хромітах цієї групи мало трьохвалентного заліза, що вказує на відновні умови мінералоутворювання.

Хромшпінеліди другої групи кристалізувались із такого ж за складом розплаву, як і хромшпінеліди першої, але в менш глибинних умовах верхньої мантії і, скоріше за все, в проміжній магматичній камері на глибині 100–70 км. В хромшпінелідах цієї групи від більш ранніх до більш пізніх відмічається закономірне зменшення вмісту Cr_2O_3 і збільшення — Al_2O_3, Fe_2O_3 і FeO при порівняно стабільному високому вмісті MgO і низькому — TiO_2. Такі їх особливості зумовлені, мабуть, поступовим піднятям магматичного розплаву, його частковою диференціацією та деяким зростанням окисненості.

Хромшпінеліди третьої та четвертої груп кристалізувались у проміжній камері, яка розташовувалась уже в земній корі. Особливості кристаломорфології й хімічного складу їх вказують на те, що вони утворювались із залишкового високотемпературного розплаву на тлі росту окиснення. Цей розплав був багатий Fe і Ti та бідний Cr і Mg. Можливо, завдяки швидкому охолодженню розплаву кристали хромшпінелідів четвертої групи мають "недобудовані" грані — свідчення їх скелетного росту.

3. В туфах перекальської товщі і навіть в їх невеликих зразках присутні одночасно хромшпінеліди всіх чотирьох груп. Це, а також загальний тренд зміни складу хромшпінелідів від першої до четвертої групи дозволяють говорити, що проміжні камери були зв'язані між собою і нерівномірно поповнювались розплавом з магматичного осередку, який знаходився в нижній частині верхньої мантії, представленої деплетованими піроповими лерцолітами. Завдяки частковому плавленню цих лерцолітів і були сформовані розплави, з яких утворилися не лише туфи перекальської товщі, а й вулканічні породи волинської серії нижнього венду північної частини Волино-Подільської плити.

4. Перекальський блок, в межах якого поширена однойменна товща туфів, а також базальтів ратненської світи і туфів бабинської світи волинської серії загальною потужністю від 150–160 до 240–250 м, має вулкано-тектонічну природу. Він є, скоріше за все, кальдерою, яка утворилася над проміжною магматичною камерою, розташованою в земній корі на незначній глибині. Наявність великої вулканічної структури з глибинним коренем в безпосередній близькості від вузла перетину Гірниківського та Кухотського розломів, які неодноразово активізувалися, зокрема в девоні — в зв'язку з формуванням Прип'ятського палеорифту, дозволяє відносити цю ділянку Прип'ятського валу до перспективних для пошуків кімберлітових трубок. На користь цього свідчать знахідки таких важливих індикаторних мінералів кімберлітів як піроп і пікроільменіт в складі тектонічної (?) брекчії, встановленої бурінням в південно-західній частині Перекальського блоку. За особливостями складу піроп належить до графіт- і алмаз-піропової фації глибинності.

1. *Айлер Р.* Химия кремнезема.— М.: Мир, 1982. — Т. 2. — 1128 с.
2. *Армстронг К. А., Роедер П. Л., Хельмштедт Х. Х.* Состав шпинелей кимберлитовой трубки С 14 (озеро Киркланд, Онтарио) // Геология и геофизика. — 1997. — **38**, № 2. — С. 429–439.
3. *Архангельская* алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / Под. ред. О. А. Богатикова. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999. — 524 с.
4. *Бабаушкина С. А., Маршинцев В. К.* Состав включений шпинели, ильменита, граната и диопсида в макрокристаллах флогопита из кимберлитов тр. Мир // Геология и геофизика. — 1997. — **38**, № 2. — С. 440–450.
5. *Бирюлев А. Е.* Распространенность продуктов вендского вулканизма в юго-западной части Русской платформы // Докл. АН СССР. — 1969. — **189**, № 2. — С. 366–368.
6. *Денискина Н. Д., Калинин Д. В., Казанцева Л. К.* Благородные опалы. — Новосибирск: Наука, 1987. — 182 с.
7. *Леклерк Ж. П., Пруво Ж.* Заметки об эволюции фрамбоидального пирита // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва. — 1980. — Ч. 109, вып. 1. — С. 87–91.
8. *Приходько В. Л., Косовский Я. А., Иванив И. Н.* Перспективы меденосности вулканогенных образований волынской серии Луковско-Ратненской горстовой зоны // Геол. журн. — 1993. — № 4. — С. 138–142.
9. *Пушкарев Е. В., Аникина Е. В.* Сферокристаллы и минералоиды — индикаторы коллоидного происхождения хромит-платинового оруденения нижнетагильского типа // Некристаллическое состояние

твердого минерального вещества. — Сыктывкар, 2001. — С. 132–134.
10. *Серов И. В., Боткун А. В., Гаранин В. К. и др.* Шпинелиды из связующей массы кимберлитов Якутской алмазоносной провинции (прикладные и генетические аспекты) // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. — Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 2003. — С. 125–131.
11. *Цымбал С. Н., Кривдик С. Г., Матеюк В. В., Тараско И. В.* Рифей-вендский платформенный магматизм центральной части Припятского вала // Стан, перспективи та напрямки геологорозвідувальних робіт на алмази в Україні // Матеріали наук.-техн. наради (Київ, 19–22 трав. 2003 р.). — Київ, 2003. — С. 73–81.

Ін-т геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України, Київ
Рівн. геол. експедиція, Рівне

Надійшла 28.10.2003

РЕЗЮМЕ. Среди вулканитов трапповой формации волынской серии нижнего венда впервые выделена и изучена перекальская толща пирокластических пород мощностью до 60 м, залегающая выше базальтов ратненской свиты этой серии. Она сложена разнообломочными туфами, в основном состоящими из лапиллей измененного вулканического стекла. По особенностям химического состава вулканические стекла разделены на два типа, значительно различающиеся по содержанию K_2O (0,2–0,8 % против 1,8–5,0) и MgO (10–21 % против 6–14). Оба типа отличаются от толеитовых базальтов трапповой формации и имеют сходство с пикритами, пикритобазальтами и трахибазальтами калиевого ряда. Для туфов перекальской толщи характерно наличие акцессорных хромшпинелидов, представленных мелкими (< 0,5 мм) кристаллами октаэдрического габитуса или их сростками. Поверхность кристаллов иногда усложнена узкими гранями ромбододекаэдра и тригон-триоктаэдрами. На месте ребер и вершин октаэдров часто развиты округлые поверхности, сложенные сферическими частицами нанометровых и субмикронных размеров. Округлые поверхности кристаллов изученных хромшпинелидов по строению напоминают упорядоченные структуры опала и фрамбоидального пирита и являются, видимо, формами роста, а их наличие свидетельствует о кристаллизации хромшпинелидов в пересыщенной среде. Выделены четыре группы хромшпинелидов, различающиеся по морфологии кристаллов, химическому составу и условиям образования в промежуточных магматических камерах в верхней мантии и земной коре. Формирование магмы, исходной для туфов перекальской толщи, происходило на глубине более 120 км в результате частичного плавления деплетированных пироповых лерцолитов без существенного привноса глубинными флюидами некогерентных элементов.

SUMMARY. The Perekalian 60 m thick rock mass of pyroclastic rocks occurring above basalts of the Ratne svite of Volyn series has been first distinguished and studied among volcanites of the trap formation of Volyn series of Lover Vendian. The rock mass is composed of heterofragmental tuffs mainly consisting of lapilles of varied volcanic glass. The volcanic glasses have been divided into two types by peculiarities of chemical composition. They are distinguished by the content of K_2O (0.2–0.8 % against 1.8–5.0) and MgO (10–21 % against 6–14). The both types differ from the toleite basalts of the trap formation and are similar to picrites, picritobasalts and trachibasalts of potassium series. Availability of accessory chrom spinelides presented by fine (< 0.5 mm) crystals of octahedral habit or their aggregations is characteristic of the Perekalian rock-mass tuffs. The crystal surface is sometimes complicated by narrow faces of rhombododecahedrons and by trigon-trioctahedrons. Round surfaces composed by spherical particles of nanometric and submicrone sizes are often developed on the spot of octahedron edges and apices. Round surfaces of the crystals of studied chromspinelides, as to their structure, resemble the ordered structures of opal and framboidal pyrite, and they are probably the grown forms and their availability evidences for crystallization of chromspinelides in oversaturated medium. Four groups of chromspinelides have been distinguished. They differ in crystal morphology, chemical composition and conditions of formation in intermediate magmatic chambers in the upper mantle and Earth's crust. Formation of magma which was initial for the Perekalian rock mass tuffs occurred at the depth of above 120 km as a result of partial melting of depleted pyrope lherzolites without considerable introduction of noncoherent elements by abyssal fluids.

МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ
MINERALOGICAL JOURNAL
(UKRAINE)

АНТОН АНТОНОВИЧ ВАЛЬТЕР
(*до 70-річчя від дня народження*)

13 листопада 2003 р. виповнилося 70 років від дня народження та 48 років виробничої, педагогічної, наукової та громадської діяльності відомого в Україні й за її межами вченого-мінералога, доктора геолого-мінералогічних наук, завідувача відділом фізичних методів дослідження руд Інституту прикладної фізики НАН України Антона Антоновича Вальтера.

А. А. Вальтер народився 13 листопада 1933 р. в м. Харків. Його батько Антон Карлович Вальтер — відомий фізик-теоретик, академік, представник знаменитої харківської групи фізиків-атомників колишнього СРСР. Сімейна атмосфера, без сумніву, мала великий вплив на формування особистості й світогляду майбутнього вченого.

Після закінчення середньої школи Антон Антонович в 1951–1956 рр. навчався на геологічному факультеті Харківського державного університету і одержав кваліфікацію інженера-геолога за спеціальністю "геологічна зйомка та пошуки корисних копалин". Трудову діяльність він розпочав на Далекому Сході в партії № 254 Приморського геологічного управління, яка займалася пошуками оловорудних родовищ. За три роки роботи (1956–1959 рр.) обіймав посади старшого колектора, молодшого геолога та пробника-геолога.

В 1959 р. повертається в Україну і розпочинає наукову діяльність в Інституті мінеральних ресурсів Міністерства геології УРСР (м. Сімферополь), займаючись мінералогією рідкіснометальних та флюоритових родовищ, лужних комплексів Приазов'я. Навчається в аспірантурі. По закінченні аспірантури в 1964 р. захищає кандидатську дисертацію на тему: "Минералогия нефелиновых пород Восточного Приазовья".

З 1965 р. А. А. Вальтер — доцент кафедри мінералогії та петрографії геолого-географічного факультету Харківського університету, з 1970 р. — старший науковий співробітник Харківського фізико-технічного інституту.

З 1971 р. розпочинається київський період наукової діяльності вченого — А. А. Вальтер успішно проходить за конкурсом на посаду старшого наукового співробітника Інституту геологічних наук АН УРСР (ІГН АН УРСР), організовує в ньому лабораторію фізичних методів дослідження мінералів і стає її завідувачем. У перші роки роботи в ІГН АН УРСР вчений розробив і впровадив ефективну методику промислової оцінки і практичної розробки цеолітових родовищ.

З 1972 р. А. А. Вальтер розпочинає вивчення вибухових метеоритних кратерів, зокрема мінералогії, генезису, можливого практичного використання імпактних алмазів за допомогою і традиційних, і новітніх фізичних методів дослідження. Цей новий і надзвичайно важливий напрям наукової діяльності Антона Антоновича дозволив йому в 1980 р. успішно захистити докторську дисертацію. Особливо слід відзначити досягнення у розкритті тонкої природи імпактного алмазу. Разом з Л. І. Горогоцькою ним встановлені взаємозв'язки графіту—лонсдейліту—алмазу (в імпактних природних зернах) і показані структурні особливості їхніх взаємопереходів.

В 1982 р. талановитий науковець проходить за конкурсом на посаду завідувача відділом мінералогії рудних родовищ Інституту геохімії і фізики мінералів АН УРСР (нині Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України) і очолює його до 1994 р. У подальшому працює науковим радником в Державному комітеті України по рідкісним, дорогоцінним металам і камінню та Комітеті з питань науки, техніки і промислової політики. За сумісництвом обіймає посаду головного наукового співробітника Державного наукового центру радіогеохімії навколишнього сере-

довища (нині Інститут геохімії навколишнього середовища НАН та МНС України).

Вчений продовжує всебічне вивчення макро- і мікроперетворень мінералів внаслідок зіткнення метеоритів з гірськими породами земної кори під впливом миттєвого і колосального підвищення температури і тиску на передньому фронті ударної хвилі, вивчає мінералогію урану, перетворення мінералів під впливом радіаційного опромінення, проводить роботи з гама-резонансної спектроскопії мінералів. Дві найхарактерніші для цього періоду риси наукової діяльності А. А. Вальтера — різноманітність досліджуваних проблем мінералогії та постійне і досить ефективне використання для їхнього вирішення новітніх досягнень фізики твердого тіла, ядерної фізики, астрономії. Вчений успішно працює на стику двох фундаментальних наук — мінералогії та фізики. Внаслідок такого спрямування наукової діяльності в 1998 р. саме А. А. Вальтер очолив відділ фізичних методів дослідження руд в Інституті прикладної фізики НАН України. В останні роки колективом відділу цілеспрямовано застосовується широкий спектр ядерно-фізичних методів для поглибленого вивчення кристалохімії окремих рудних мінералів, їхнього ізотопного складу, еволюції протягом геологічної історії, в результаті чого здобуті вагомі результати щодо закономірностей природного збагачення цих мінералів цінними ізотопами рідкісних і розсіяних елементів, їх можливого вилучення і практичного застосування.

А. А. Вальтер є автором понад 230 друкованих праць, має наукові винаходи. Протягом багатьох років, з часу заснування в 1979 р. і до 2001 р. він був членом редколегії та заступником головного редактора "Мінералогічного журналу". Сьогодні Антон Антонович — віце-президент Українського мінералогічного товариства, член Міжнародного союзу кристалографів, член вчених рад низки інститутів НАН України, в тому числі двох спеціалізованих рад із захисту докторських дисертацій. Його наукові досягнення були відмічені Грамотою Верховної Ради України, бронзовою медаллю ВДНГ СРСР, а до 70-річчя з дня народження — Почесною Грамотою Президії НАН України.

А. А. Вальтер — видатна постать світової мінералогії. Він має великі здобутки в різних напрямках мінералогії — теоретичної, технологічної, прикладної і є гордістю української мінералогічної науки.

Особливо хочеться відзначити непересічні якості ювіляра як людини, громадянина, колеги. Надзвичайно простий, щирий, доброзичливий у спілкуванні з людьми незалежно від їхніх посад та звань. Понад усе любить свою професію, роботу, рідну землю. Інтелігент у найширшому розумінні цього слова. Любить і розуміє гумор, цінує колектив, вірний друг. Добрий до всіх людей, довірливий, часом до наївності. Ніколи не нарікає на долю, сповнений невичерпної енергії та життєлюбства. Отаким його знають, люблять і шанують друзі й колеги по роботі. Отаким хочеться бачити, знати і спілкуватися з ним ще довгі-довгі роки. Великих Вам успіхів в науці! З роси і води Вам, шановний і дорогий Антоне Антоновичу!

Друзі та колеги, співробітники Інституту геохімії, мінералогії та рудоутворення НАН України, редакційна колегія та редакція "Мінералогічного журналу" щиро вітають вельмишановного ювіляра і зичать йому міцного здоров'я, довгих років плідної праці, творчої наснаги, вдячних учнів і відданих друзів.

МІНЕРАЛОГІЧНИЙ ЖУРНАЛ
MINERALOGICAL JOURNAL
(UKRAINE)

ПАМЯТИ БОРИСА ФЕРАПОНТОВИЧА МИЦКЕВИЧА

12 ноября 2003 г. трагически оборвалась жизнь одного из выдающихся ученых в области геохимии, доктора геолого-минералогических наук, профессора, лауреата Государственной премии Украины в области науки и техники Бориса Ферапонтовича Мицкевича.

Б. Ф. Мицкевич родился 17 марта 1925 г. в г. Винница в семье военнослужащего. Здесь проходило его детство до начала Великой Отечественной войны. В 1941 г. эвакуировался вместе с матерью в г. Борисоглебск Воронежской обл., где и окончил в 1942 г. среднюю школу.

На юношеские годы Б. Ф. Мицкевича наложила свой тяжелый отпечаток Великая Отечественная война. С марта 1943 по сентябрь 1946 г. он находился в рядах советской армии и принимал участие в боевых действиях в составе войск II-го и III-го Прибалтийского фронтов. В 1944 г. после ранения находился на излечении в военном госпитале в Пскове. Боевые заслуги Б. Ф. Мицкевича отмечены орденами "Красной Звезды", "Отечественной войны" I-й степени, медалями "За победу над Германией" и рядом памятных медалей к юбилею Победы над Германией и к юбилею Вооруженных сил СССР.

Всю сознательную жизнь Б. Ф. Мицкевич посвятил геологии, изучению недр Земли и раскрытию ее богатств. В сентябре 1946 г. он поступает на горный факультет Киевского политехнического института и в 1951 г. заканчивает его по специальности "горный инженер-геолог". После окончания института и по 1955 г. он работал в геологических экспедициях Красноярского края: сначала старшим геологом в экспедиции № 2 Спецуправления "Енисейскстрой" МВД СССР, а затем — в Северном управлении треста "Сибцветметразведка" МЦМ СССР.

Профессиональную биографию как ученый-геохимик Б. Ф. Мицкевич начал в 1955 г., поступив в аспирантуру Института геологических наук АН УССР, где совершенствовался в области геохимии и аналитической химии редких элементов и геохимических методов поисков рудных месторождений. В 1959 г. он подготовил и успешно защитил кандидатскую диссертацию "Особенности миграции редких элементов в условиях зоны гипергенеза северо-западной части Украинского кристаллического щита". Дальнейшая научная деятельность Бориса Ферапонтовича связана с отделом геохимии Института, в котором он работал сначала в должности младшего, а затем старшего научного сотрудника, а с 1967 г. стал руководителем (впоследствии отдел региональной геохимии). С 1969 г. возглавлял этот отдел в Институте геохимии и физики минералов АН УССР (ныне Институт геохимии, минералогии и рудообразования (ИГМР) НАН Украины). В 1972 г. ученый защитил докторскую диссертацию "Геохимические ландшафты Украинского щита и поиски рудных месторождений по вторичным ореолам и потокам рассеяния".

Дальнейшее углубление разработки геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых позволило Б. Ф. Мицкевичу провести ландшафтно-геохимическое районирование территории Украины, ставшее основой поисков рудных месторождений по вторичным ореолам и потокам рассеяния. Эти исследования нашли свое отражение в ряде научных публикаций и фундаментальных монографий исследователя (1981–1983). Разработаны методические рекомендации по ведению геохимических поисков в различных ландшафтных зонах Украины, которые повсеместно применяются производственными организациями и геологами Украины. Благодаря работам Б. Ф. Мицкевича ИГМР стал ведущей организацией Украины в области геохимических методов поисков.

В многогранной научной деятельности Бориса Ферапонтовича особое место занимало развитие физико-химических и аналитических исследований. Изучение поведения химических элементов в зоне гипергенеза, процессов растворимости берилла, гентгельвина, колумбита, циркона, сорбции и комплексообразования нашло свое отображение в монографиях "Физико-химические условия формирования экзогенных ореолов и потоков рассеяния бериллия", "Бериллий в зоне гипергенеза" и др. Вопросы физико-химического моделирования процессов формирования водных ореолов рассеянных редких элементов, комплексообразования и механизма миграции их в зоне гипергенеза освещены в ряде научных публикаций и монографии "Форма миграции металлов как индикатор условий формирования потоков рассеяния рудных месторождений" (1983).

Научные интересы Б. Ф. Мицкевича касались изучения геохимии редких и рассеянных элементов и тесно связаны с решением практических вопросов повышения эффективности геохимических методов поисков рудных месторождений. Геохимическими исследованиями докембрия Украины доказано, что Украинский щит является редкометалльной провинцией с существенными перспективами выявления новых месторождений. Главная задача его исследования — выяснение их генетической связи с различными геологическими процессами в ходе эволюции континентальной коры, разработка критериев прогнозирования и разработка методики их выявления геохимическими методами поисков.

Изучая геохимию докембрия Украины, основное внимание ученый уделял вопросам распределения редких и рассеянных элементов в кристаллических породах Украинского щита, тесно связывая свои исследования с разработкой геохимических методов поисков их месторождений. Эндо- и экзогенные ореолы таких месторождений значительно облегчают их выявление, что было доказано на примере бериллия. Результаты исследований детально изложены в монографиях "Редкие элементы Украинского щита" и "Акцессорные минералы Украинского щита".

На основе изучения распределения некоторых редких металлов в кристаллических и осадочных породах Украины Б. Ф. Мицкевичем разработана геохимия редких элементов в обстановке гипергенеза, теоретически обосновывающая поиски скрытого редкометалльного оруденения по экзогенным ореолам и потокам рассеяния.

Совместно с геологами производственного профиля он — автор "Геохимической карты кристаллического основания Украинского щита" и объяснительной записки к ней (1984).

Научную деятельность Борис Ферапонтович успешно сочетал с научно-организационной, педагогической и общественной работой. Он активно участвовал в научных и научно-технических советах МГ УССР, был заместителем председателя Украинской секции Всесоюзного совета по теоретическим основам геохимических методов поисков минерального сырья. С 1972 по 1975 г. читал курс лекций по общей геохимии и геохимии редких элементов на геологическом факультете Киевского госуниверситета.

С 1979 по 1982 г. занимал должность председателя Государственной экзаменационной комиссии геологического факультета. Много сил и энергии Б. Ф. Мицкевич отдавал подготовке аспирантов.

Вел активную международную научную деятельность с учеными Чехословакии, Польши, принимая активное участие в международных научных симпозиумах, являлся одно время председателем общества советско-чехословацкой дружбы.

С 1986 г., после катастрофы на Чернобыльской АЭС, он проводил эколого-геохимические исследования с целью изучения стойкости геохимических ландшафтов в условиях техногенного загрязнения радионуклидами и тяжелыми металлами.

Трудовые достижения Б. Ф. Мицкевича отмечены орденом "Трудового Красного Знамени" и медалями "Ветеран труда", "За доблестный труд" в ознаменование 100-летия со дня рождения В. И. Ленина, "В память 1500-летия г. Киева". В 1998 г. удостоен Государственной премии Украины за цикл работ "Геохимия, петрология и рудоносность докембрия Украины".

С 1990 г. и до последних дней жизни Б. Ф. Мицкевич был ведущим научным сотрудником-консультантом ИГМР НАН Украины. Опубликовал 130 научных работ, в том числе является автором и соавтором 9 монографий.

Борис Ферапонтович пользовался большим авторитетом и как ученый, и как замечательный человек, и как хороший семьянин, и как авторитетный знаток и любитель рыбалки. Борис Федорович, как его всегда называли коллеги и друзья, был не только талантливым ученым, но и глубокопорядочным, честным и принципиальным Человеком, интересным, широко эрудированным и интеллигентным собеседником, бескорыстным, внимательным и доброжелательным другом и товарищем, всегда готовым дать толковый, нужный совет и оказать помощь своим коллегам, друзьям, родным.

Такой и останется навсегда светлая память о Борисе Федоровиче Мицкевиче в сердцах его друзей, товарищей и коллег.

Друзья, коллеги,

Зміст журналу за 2003 г.

АРТЕМЕНКО Г. В., ДЕМЕДЮК В. В., ТАТАРИНОВА Е. А., БОРОДЫНЯ Б. В., ДОВБУШ Т. И. Протерозойский возраст плагиогранитов Мангушского синклинория (Центральное Приазовье) 2/3 67

АРТЕМЕНКО Г. В., ТАТАРИНОВА Е. А., БОРОДЫНЯ Б. В., ДОВБУШ Т. И. Возраст интрузий Салтычанского антиклинория 4 93

БУЛАТОВ Ф. М., ЩЕРБАКОВ Н. А., ЩЕРБАКОВА Т. А. Исследование процесса отбеливания молотого мусковита физико-химическими методами 4 78

BRIK A. B. Angular Dependences of Anomalous Signals, Registered by EPR Spectrometer in Mineralized Biological Tissues 2/3 11

ВАЛЬТЕР А. А., КВАСНИЦА В. Н., ЕРЕМЕНКО Г. К., ЧАШКА А. И. О возможностях использования типоморфизма мелких алмазов для оценки алмазоносности территорий и отдельных объектов Украинского щита 5/6 95

ВСТУП 1 5

ВСТУП 5/6 5

ВОЗНЯК Д. К. До визначення глибини формування заноришових пегматитів Волині та оцінки потужності зони їх поширення на глибину 1 43

ГУРСЬКИЙ Д. С., МЕТАЛІДІ В. С., ПРИХОДЬКО В. Л., ГЕЙКО Ю. В. Перспективи алмазоносності України та напрямки геологорозвідувальних робіт 5/6 7

DANILCHENKO S. N., MOSEKE C., BOELLING O., PAVLENKO P. A., STACHURA Z., SUKHODUB L. F., SULKIO-CLEFF B. X-ray Analysis of Lattice Microdistortions and Crystallite Size in Bone Mineral Under Model Demineralization 4 65

ЕРЕМЕНКО Г. К. Гелландит-(Y) из гранатов Афганистана 4 61

ЄМЕЦЬ О. В. Зональний галеніт Берегівського рудного поля: хімічний склад, термоелектричні властивості та закономірності формування 1 104

ЄМЕЦЬ О. В., ЗАГНІТКО В. М., ЮШИН О. О. Мінерали срібла Каракубського рудопрояву (Волновахська зона, Донбас) 2/3 16

ЄМЕЦЬ О. В., ЗАГНІТКО В. М., СКАКУН Л. З. Генезис Ag-Sb-сульфосолей Берегово-Беганського рудного району 4 109

ЖОВИНСКИЙ Э. Я., ИЛЬИНСКИЙ Ю. Ф., КРЮЧЕНКО Н. О., ТИТОВЕЦ М. Ф. Фтор в подземных водах Молдовы и приграничной территории Украины 4 97

ЗИНЧУК Н. Н., КОПТИЛЬ В. И., КВАСНИЦА В. Н. Особенности мелких алмазов из кимберлитов и россыпей Сибирской платформы (Якутия) 4 32

ЗУЗУК Ф. В., ПАВЛИШИН В. І. Ювеліт 1 6

ИВАНИЦКИЙ В. П., ВОЗНЮК П. О., ЛЕГКОВА Г. В., ЛИТОВЧЕНКО А. С. Кинетика радиационно-химического окисления железа в тарамите и его радиационная устойчивость 2/3 27

О деятельности Международной ассоциации академий наук 4 5

ИВАНИЦКИЙ В. П., ЛЕГКОВА Г. В., КРИВДИК С. Г. Распределение октаэдрических катионов в структуре тарамитов, по данным ядерного гамма-резонанса 1 62

ИВАНОВ В. Н., ГАЕВА Н. М., БУТЫРИН В. К., ВЕЛИКАНОВ Ю. Ф. Минералого-геохимические особенности золоторудных тел Желтянского проявления (Криворожско-Кременчугская зона) 2/3 81

ИЛЬЧЕНКО Е. А., КОРЖИНСКАЯ В. С., МЕЛЬНИКОВ В. С., ГРЕЧАНОВСКАЯ Е. Е. ИК-спектроскопическое и рентгеновское исследование некоторых особенностей гидротермального циркона, зависящих от условий синтеза 1 68

ІЛЬЧЕНКО К. О., КВАСНИЦЯ В. М., ТАРАН М. М., КОЗАР М. А., ПАВЛЮК В. М., ЦИМБАЛ Ю. С. Дефектні центри дрібних алмазів України (за даними інфрачервоної спектроскопії) 5/6 108

КВАСНИЦЯ В. М. Псевдопентагональні форми деяких кубічних мінералів 1 36

КВАСНИЦЯ В. М., ГЛЕВАСЬКИЙ Є. Б., КРИВДІК С. Г. Палеотектонічні, петрологічні та мінералогічні критерії алмазоносності Українського щита 5/6 24

КРАВЧЕНКО Г. Л. Породообразующие минералы Сорокинской тектонической зоны (Приазовье). 1. Островные силикаты 1 50

КРАВЧЕНКО Г. Л. Породообразующие минералы Сорокинской тектонической зоны (Приазовье). 2. Цепочечные силикаты 2/3 5
КРАВЧЕНКО Г. Л. Породообразующие минералы Сорокинской тектонической зоны (Приазовье). 3. Ленточные силикаты 4 48
КРИВДИК С. Г., ЦЫМБАЛ С. Н., ГЕЙКО Ю. В. Протерозойский щелочно-ультраосновной магматизм северо-западной части Украинского щита как индикатор кимберлитообразования 5/6 57
КУРЕПИН В. А. Эрозионный срез гранулитовых блоков Украинского щита по данным геологической термобарометрии 5/6 88
ЛУПАШКО Т. М., ТАРАЩАН А. М., ІЛЬЧЕНКО К. О., КВАСНИЦЯ В. М., ТАРАН М. М., ЦИМБАЛ Ю. С. Зіставлення даних фотолюмінесценції та ІЧ-поглинання дрібних алмазів України 5/6 121
MELNIKOV V. S. Evolution of Twin Structure of Alkali Feldspars. II. Feldspars Enriched with Sodium 1 20
МИЦЮК Б. М., ГОРОГОЦКАЯ Л. И. Кинетика и механизм растворения аморфных форм кремнезема в воде при температуре до 250 °С 2/3 47
МОНАХОВ В. С., ПОНОМАРЕНКО А. Н., БЕЛЕВЦЕВ А. Р., СТАДНИК В. А., СЕМКА Л. В. Известково-силикатные метасоматиты Украинского щита (на примере Клинцовского участка): минералогия, петрохимия, генезис 2/3 71
ПАЛКИНА Е. Ю., ПОЛКАНОВ Ю. А., ХРЕНОВ А. Я. К проблеме алмазоносности Украины: типоморфизм мелких алмазов и создание отраслевого стандарта по определению происхождения алмазов 5/6 101
ПАРАДА С. Г., РОЖКОВ С. С. Метаморфогенная зональность золото-кварцевого оруденения малосульфидной формации 4 119
PILIPENKO V. V., SUKHODUB L. B., MOSEKE C., BOELLING O., SUKHODUB L. F., SULKIO-CLEFF B. Hydroxyapatites Precipitated in the Presence of Titanium and Cobalt: XRD-Investigations 1 85
СЕМКА В. В., ЛИТОВЧЕНКО А. С., ШЕХУНОВА С. Б. Исследование радиационных дефектов в g-облученном галите методом ЭПР 2/3 35
СОБОЛЕВ В. В., ЧЕРНАЙ А. В., ОРЛИНСКАЯ О. В., КАМКОВ Р. Б., БИЛАН Н. В. Влияние температуры и электрического поля на электропроводность горных пород и минералов. 2. Сидерит 1 91
ФОМИН Ю. А., ДЕМИХОВ Ю. Н., ЛАЗАРЕНКО Е. Е. Генетические типы золотого оруденения архейских зеленокаменных структур Украинского щита 1 95
ФОМИН Ю. А., ШЕСТАКОВ Ю. П., ЗАБОРОВСКАЯ Л. П., ЛАЗАРЕНКО Е. Е., БОНДАРЕНКО С. Н., БОНДАРЕНКО И. Н. Рудные минералы Восточно-Юрьевского месторождения золота (Украинский щит) 4 101
ЦЫМБАЛ С. Н. Кимберлиты центральной части Припятского вала (Украина) 5/6 70
ЦЫМБАЛ С. Н., ЦЫМБАЛ Ю. С. Состав верхней мантии и перспективы алмазоносности северо-западной части Украинского щита 5/6 40
ЦИМБАЛ Ю. С., КВАСНИЦЯ В. М., ЦИМБАЛ С. М., ТАРАСКО В. І. Незвичайні хромшпінеліди із туфів волинської серії нижнього венду північної частини Волино-Подільської плити 5/6 130
ШАБАЛІН Б. Г., ПОЛЬШИН Е. В., ТИТОВ Ю. О., БОГАЧОВА Д. О. Синтез та ізоморфізм цирконійвмісних рідкісноземельних гранатів як матричного матеріалу для іммобілізації високоактивних відходів 2/3 41
ШАБАЛИН Б. Г., РАДЧУК В. В. Двойные фосфаты тория со структурой монацита и изоморфизм в них 4 72
ШИРИНБЕКОВА С. Н., ШИРИНБЕКОВ Н. К., СЕМКА Л. В., ВЕЛИКАНОВ Ю. Ф., КОГУТ К. В., КОРЗУН Е. В. Сравнительная минералого-геохимическая характеристика конгломератов и жильно-кварцевых рудных метасоматитов скелеватской свиты криворожской серии 2/3 52
ШУМЛЯНСЬКИЙ Л. В. Походження порід букинського комплексу (Північно-Західний район УЩ) згідно з Sm-Nd та Rb-Sr ізотопно-геохімічними даними 2/3 59
ЩЕРБАК Н. П., АРТЕМЕНКО Г. В., ГРИНЧЕНКО А. В. Возрастная корреляция эндогенных процессов кратонов Слейв (Канада) и Среднеприднепровского (Украина) в связи с

проблемой алмазоносности 5/6 18
ЩЕРБАК Н. П., БИБИКОВА Е. В., СКОБЕЛЕВ В. М., ЩЕРБАК Д. Н. Эволюция раннедокембрийской коры Украинского щита (3,7–1,7 млрд лет) 4 82
ЮШКИН Н. П., ПАВЛИШИН В. И., АСХАБОВ А. М. Ультрадисперсное состояние минерального вещества и проблемы наноминералогии 4 7
Дискусії, критика, бібліографія
ОСТАПЕНКО Г. Т., ПАВЛИШИН В. И. Экспериментальная и техническая петрология — наука XX и XXI века 2/3 88
ЩЕРБАК Д. М., КУРИЛО М. В., ВИНОГРАДОВ Г. Ф. Рудні мінерали Миру 2/3 91
Хроніка
АНТОН АНТОНОВИЧ ВАЛЬТЕР (до 70-річчя від дня народження) 5/6 141
ДМИТРИЙ ПАВЛОВИЧ ГРИГОРЬЕВ 2/3 95
ЕВГЕНИЙ НИКОЛАЕВИЧ БАРТНИЦКИЙ (к 70-летию со дня рождения) 4 125
ИВАН КОРНЕЕВИЧ ЛАТЫШ (к 90-летию со дня рождения) 2/3 92
МАТКОВСЬКИЙ О. І. Про Міжнародну наукову конференцію "Мінералогія і мінералогічні музеї у XX столітті" і вечір пам'яті Є. Лазаренка 1 113
ОЛЕКСАНДР МИКОЛАЙОВИЧ ДОНСЬКИЙ (до 70-річчя із дня народження) 4 126
ПАМЯТИ БОРИСА ФЕРАПОНТОВИЧА МИЦКЕВИЧА 5/6 143
Премія імені академіка Є. К. Лазаренка 1 116
СЕМЕНЕНКО В. П. Ангеліна Андріївна Ясинська (до 80-річчя з дня народження) 1 112

Contents of the Journal for 2003

About Activity of International Association of Academies of Sciences 4 5
ARTEMENKO G. V., DEMEDYUK V. V., TATARINOVA E. A., BORODYNYA B. V., DOVBUSH T. I. Proterozoic Age of Plagiogranites of the Mangush Synclinorium (The East Peri-Azovian Area) 2/3 67
ARTEMENKO G. V., TATARINOVA E. A., BORODYNYA B. V., DOVBUSH T. I. Age of Intrusions of Saltychia Anticlinorium 4 93
BRIK A. B. Angular Dependences of Anomalous Signals Registered by EPR Spectrometer in Mineralized Biological Tissues 2/3 11
BULATOV F. M., SHCHERBAKOV N. A., SHCHERBAKOVA T. A. Study of the Process of Bleaching of Grinded Muscovite by Physico-Chemical Methods 4 78
DANILCHENKO S. N., MOSEKE C., BOELLING O., PAVLENKO P. A., STACHURA Z., SUKHODUB L. F., SULKIO-CLEFF B. X-ray Analysis of Lattice Microdistortions and Crystallite Size in Bone Mineral Under Model Demineralization 4 65
EMETZ O. V. Zoned Galenite of the Beregovo Ore Field: Chemical Composition, Thermoelectric Properties and Formation Regularities 1 104
EMETZ O. V., ZAGNITKO V. M., SKAKUN L. Z. Genesis of Ag-Sb-sulphosalts of Beregovo-Began Ore Region 4 109
EMETZ O. V., ZAGNITKO V. M., YUSHYN O. O. The Silver Minerals of the Caracubian Ore (the Volnovakha Zone, Donbas) 2/3 16
FOMIN YU. A., DEMIKHOV YU. N., LAZARENKO E. E. Genetic Types of Gold Mineralization of Archean Greenstone Structures of the Ukrainian Shield 1 95
FOMIN YU. A., SHESTAKOV YU. P., ZABOROVSKAYA L. P., LAZARENKO E. E., BONDARENKO S. N., BONDARENKO I. N. Ore Minerals of East-Yuriev Gold Deposit (Ukrainian Shield) 4 101
GURSKY D. S., METALIDI V. S., PRYKHODKO V. L., GEIKO YU. V. Diamond-Bearing Prospects of Ukraine and Trends of Geological Prospecting Works 5/6 7
ILCHENKO K. O, KVASNYTSYA V. M., TARAN M. M., KOZAR M. A., PAVLJUK V. M., TSYMBAL YU. S. Defect Centres of Small Diamonds of Ukraine (from the Data of Infrared Spectroscopy) 5/6 108
ILCHENKO E. A., KORZHINSKAYA V. S., MELNIKOV V. S., GRECHANOVSKAYA E. E. IR-Spectroscopic and X-Ray Investigation of Some Peculiarities of Hydrothermal Zircon in Dependence on Synthesis Conditions 1 68
INTRODUCTION 1 5
INTRODUCTION 5/6 5
IVANITSKY V. P., VOZNYUK P. O., LEGKOVA G. V., LITOVCHENKO A. S. Kinetics of Radiation-Chemical Oxidation in Taramite and Its Radiation Resistance 2/3 27
IVANITSKY V. P., LEGKOVA G. V., KRIVDIK S. G. Distribution of Octahedral Cations in the Structure of Taramites from NGR-Spectroscopy Data 1 62
IVANOV V. N., GAEVA N. M., BUTYRIN V. K., VELIKANOV YU. F. Minero-Geochemical Peculiarities of Gold Ore Bodies of Zheltyanka Manifestation (Kryvyi Rig — Kremenchuk Zone) .. 2/3 81
KRAVCHENKO G. L. Rock-Forming Minerals of Sorokyne Tectonic Zone (the Peri-Azovian Area). 1. Nesosilicates 1 50
KRAVCHENKO G. L. Rock-Forming Minerals of Sorokyne Tectonic Zone (the Peri-Azovian Area). 2. Inosilicates 2/3 5
KRAVCHENKO G. L. Rock-Forming Minerals of Sorokyne Tectonic Zone (Peri-Azovian Area). 3. Ribbon Silicates 4 48
KRYVDIK S. G. TSYMBAL S. N., GEIKO YU. V. Proterozoic Ultrabasic Magmatism of the North-Western Part of the Ukrainian Shield as Kimberlite Fomation Indicator 5/6 57
KUREPIN V. A. Erosion Cut of Granulite Blocks of the Ukrainian Shield According to Data of Geological Thermobarometry 5/6 88
KVASNYTSYA V. M. Pseudopentagonal Forms of Some Cubic Minerals 1 36
KVASNYTSYA V. M., GLEVASSKY YE. B., KRYVDIK S. G. Paleotectonic, Petrological and Mineralogical Criteria Content in the Ukrainian Shield 5/6 24

LUPASHKO T. M., TARASHCHAN A. M., ILCHENKO K. O., KVASNYTSYA V. M., TARAN M. M., TSYMBAL YU. S. Comparison of Photoluminescence Data and IR-Absorption of Small Diamonds of Ukraine 5/6 121
MELNIKOV V. S. Evolution of Twin Structure of Alkali Feldspars. II. Feldspars Enriched with Sodium 1 20
MITSYUK B. M., GOROGOTSKAYA L. I. Kinetics and Mechanism Amorphous Silica Forms in Water at a Temperature about 250 °C 2/3 47
MONAKHOV V. S., PONOMARENKO A. N., BELEVTSEV A. R., STADNIK V. A., SEMKA L. V. Calciferous-Silicate Metasomatites of the Ukrainian Shield (on the Example of Klyntsi Area): Mineralogy, Petrochemistry, Genesis 2/3 71
PALKINA E. YU., POLKANOV YU. A., KHRENOV A. YA. On the Problem of Diamond Content in Ukraine: Typomorphism of Small Diamonds and Creation of the Branch Standard on Determining Diamonds Origin 5/6101
PARADA S. G., ROZHKOV S. S. Metamorphogenic Zonality of Gold-Quartz Mineralization of Low-Sulphide Formation 4 119
PILIPENKO V. V., SUKHODUB L. B., MOSEKE C., BOELLING O., SUKHODUB L. F., SULKIO-CLEFF B. Hydroxyapatites Precipitated in the Presence of Titanium and Cobalt: XRD-Investigations 1 85
SEMKA V. V., LITOVCHENKO A. S., SHEKHYNOVA S. B. Study of Radiation Defects in g-Irradiated Halite by EPR-Method 2/3 35
SHABALIN B. G., POLSHIN E. V., TITOV YU. O., BOGACHOVA D. O. Synthesis and Isomorphism of Zirconium-Bearing Rare-Earth Garnets as the Matrix Material for Immobilization of Highly Active Waste 2/3 41
SHABALIN B. G., RADCHUC V. V. Double Thorium Phosphates with Monazite Structure and Isomorphism in them 4 72
SOBOLEV V. V., CHERNAY A. V., ORLINSKAYA O. V., KAMKOV R. B., BILAN N. V. Influence of Temperature and Electrical Field on the Electrical Conduction of Rocks and Minerals. 2. Siderite 1 91
SHIRINBEKOVA S. N., SHIRINBEKOV N. K., SEMKA L. V., VELIKANOV YU. F., KOGUT K. V., KORZUN E. V. Comparative Minero-Geochemical Characteristic of Conglomerates and Vein-Quartz Ore Metasomatites of the Skelevatian Suite of the Kryvyi Rig Series 2/3 52
SHCHERBAK N. P., ARTEMENKO G. V., GRYNCHENKO A. V. Age Correlation of Endogenic Processes of Slave (Canada) and Middle-Peri-Dnieper (Ukraine) Cratons in Connection with the Problem of Diamond Content 5/6 18
SHCHERBAK N. P., BIBIKOVA E. V., SKOBELEV V. M., SHCHERBAK D. N. Evolution of Early Precambrian Crust of the Ukrainian Shield (3.7–1.7 Ga) 4 82
SHUMLYANSKY L. V. Origin of the Rocks of the Buky Complex (North-Western Region of the Ukrainian Shield) in Accordance with Sm-Nd and Rb-Sr Isotope-Geochemical Data 2/3 59
TSYMBAL S. N. Kimberlites of the Central Part of the Prypyat Swell (Ukraine) 5/6 70
TSYMBAL YU. S., KVASNYTSYA V. M., TSYMBAL S. N., TARASKO I. V. Unordinary Chromspinelides from Tuffs of Volynian Series of the Lover Vendian in the Northern Part of Volyn-Podolian Plate 5/6130
TSYMBAL S. N., TSYMBAL YU. S. Composition of the Upper Mantle and Diamond Content Prospects of the Nort-Western Part of the Ukrainian Shield 5/6 40
VALTER A. A., KVASNYTSYA V. N., YEREMENKO G. K., CHASHKA A. I. On Possibilities of Use of Typomorphism of Small Diamonds for Estimation of Diamond Content of the Territories and Separate Objects of the Ukrainian Shield 5/6 95
VOZNYAK D. K. On Determination of Formation Depth of Volyn Chamber Pegmatites and Thickness Estimation of Their Expansion Zone with Depth 1 43
YEREMENKO G. K. Hellandite-(Y) from Afghanistan Garnets 4 61
YUSHKIN N. P., PAVLISHIN V. I., ASKHABOV A. M. Ultradispersed State of Mineral Matter and Problems of Nanomineralogy 4 7
ZINCHUK N. N., KOPTIL V. I., KVASNITSYA V. N. Peculiarities of Small Diamonds from Kimberlites and Placers of the Siberian Platform (Yakutia) 4 32

ZHOVINSKY E. YA., ILYINSKY YU. F., KRYUCHENKO N. O., TITOVETS M. F.
Fluorine in Subterranean Waters of Moldova and Frontier Territory of Ukraine 4 97
ZUZUK F. V., PAVLISHIN V. I. Whewellite 1 6

Discussions, Criticism and Bibliography

OSTAPENKO G. T., PAVLYSHYN V. I. Experimental and Technical Petrology —
Science of XX and XXI Century 2/3 88
SHCHERBAK D. M., KURYLO M. V., VYNOGRADOV G. F. The World Ore Minerals 2/3 91

News Items

ANTON ANTONOVICH VALTER (On the 70th Anniversary of His Birthday) 5/6 141
Academician Ye. K. Lazarenko Prize 1 116
DMITRIY PAVLOVICH GRIGORIEV 2/3 95
IN MEMORY OF BORIS FERAPONTOVICH MITSKEVICH 5/6 143
IVAN KORNYEVICH LATYSH (On the 90th Anniversary of His Birthday) 2/3 92
MATKOVSKY O. I. On International Scientific Conference "Mineralogy and Mineralogic
Museums in the 20th Century", and E. Lazarenko Commemoration Meeting 1 113
OLEXANDR MYKOLAYOVYCH DONSKOY (On the 70th Anniversary of His Birthday) 4 126
SEMENENKO V. P. Angelina Andriivna Yasynska (On the 80th Anniversary of Her Birthday) 1 112
YEVGENIY NIKOLAEVICH BARTNITSKY (On the 70th Anniversary of His Birthday) 4 125

Вік алмазоносних відкладів	Тип відкладів і райони знахідок	Кількість знайдених кристалів, їх можливий геолого-генетичний тип
Четвертинний, пліоценовий	Руслові і терасові відклади рік Середнього Придністров'я, Середнього Побужжя, Середнього Придніпров'я, Донбасу, Північно-Західного Причорномор'я і Приазов'я	Сотні дрібних кристалів нез'ясованого походження, поодинокі великі кристали, можливо з кімберлітів, дрібні зерна імпактного алмазу
Пліоценовий, міоценовий	Різнозернисті піски балтської світи межиріччя Дністер — Південний Буг	Десятки дрібних кристалів нез'ясованого походження, поодинокі великі кристали, можливо з кімберлітів
Міоценовий	Дрібнозернисті піски сарматського ярусу і полтавської серії північно-східного схилу УЩ і Дніпровсько-Донецької западини	Сотні-тисячі дрібних кристалів нез'ясованого походження і сотні дрібних зерен імпактного алмазу
Ранньопермський	Гравеліти і різнозернисті піски картамишської світи Донбасу	Поодинокі дрібні кристали нез'ясованого походження
Пізньо- і ранньокам'яновугільний	Конгломерати, гравеліти і різнозернисті пісковики самарської, ісаєвської, авіловської і араукаритової світ північно-західної частини Донбасу	Десятки дрібних кристалів нез'ясованого походження і поодинокі великі кристали, можливо з кімберлітів
Пізньопротерозойський	Конгломерати і різнозернисті пісковики білокоровицької світи північної частини УЩ	Десятки великих кристалів, можливо з кімберлітів

стр.32

Компонент	Клинопироксены							Амфиболы										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO_2	54,82	53,71	54,60	54,31	53,55	52,84	52,67	40,23	41,40	42,89	42,75	44,53	44,77	44,05	45,15	45,92	47,24	47,45
TiO_2	0,32	0,40	0,39	0,51	0,62	0,48	0,38	2,90	2,80	0,13	1,58	0,52	0,55	0,67	1,45	1,37	0,78	1,60
Al_2O_3	2,77	2,77	2,75	2,39	3,41	4,23	4,11	12,81	11,56	12,76	10,82	9,83	9,49	9,63	8,61	7,06	6,89	6,40
Cr_2O_3	1,04	0,93	0,59	0,15	0,69	1,58	1,40	—	0,01	0,45	0,06	0,01	сл.	0,01	0,12	0,02	0,04	0,04
FeO	3,93	4,14	3,85	4,93	4,13	4,10	4,06	9,86	10,54	9,38	11,02	12,41	12,21	11,70	11,27	13,70	11,40	13,86
MnO	0,12	0,10	0,05	—	0,08	0,07	0,07	0,14	0,11	0,21	0,12	0,22	0,25	0,23	0,17	0,19	0,19	0,27
MgO	16,05	15,66	15,93	15,31	14,84	14,79	15,08	14,98	15,09	15,67	15,54	15,67	16,00	16,07	15,96	14,86	16,87	14,33
CaO	20,28	20,67	21,02	21,67	21,89	20,17	20,68	11,65	9,67	10,30	10,78	7,85	8,92	8,37	9,98	8,72	8,77	7,35
Na_2O	0,98	0,84	0,82	0,63	0,72	1,31	1,32	3,85	3,91	5,07	4,15	6,04	6,21	5,78	4,55	4,80	5,80	5,46
K_2O	—	Следы	—	0,01	—	Следы	—	0,75	0,82	0,30	0,71	0,13	0,12	0,13	0,63	0,65	0,54	0,73
Сумма	100,31	99,22	100,00	99,91	99,93	99,57	99,77	97,17	95,91	97,16	97,53	97,21	98,52	96,64	97,89	97,29	98,52	97,49
Fe/Fe+Mg	0,121	0,128	0,120	0,154	0,134	0,134	0,132	0,269	0,282	0,279	0,284	0,308	0,300	0,290	0,284	0,341	0,276	0,352

стр.61

Компонент	Амфиболы															Биотиты	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	55,50	51,16	51,39	50,64	50,95	50,86	47,52	48,22	4854	47,62	47,51	52,24	50,31	49,52	53,68	35,32	35,03
TiO_2	0,11	0,25	0,44	0,23	0,38	0,25	1,00	0,83	0,93	1,00	1,07	0,46	0,21	0,38	0,06	1,81	1,87
Al_2O_3	1,61	5,87	4,33	5,95	4,11	3,94	7,11	6,69	7,01	8,34	8,57	4,89	5,63	6,72	5,09	19,55	18,71
Cr_2O_3	0,06	0,31	0,05	0,49	0,06	0,03	0,09	0,10	0,07	0,25	0,22	0,69	0,74	1,11	—	0,09	0,02
FeO	8,81	9,50	14,18	7,87	15,88	16,25	17,61	13,65	15,45	15,43	15,20	8,77	9,19	9,97	9,48	18,21	18,65
MnO	0,26	0,12	0,26	0,16	0,34	0,32	0,31	0,20	0,37	0,25	0,24	0,23	0,12	0,18	—	0,20	0,19
MgO	18,90	17,77	14,53	19,18	12,88	12,87	11,38	13,03	13,26	12,48	12,37	17,97	17,11	16,40	11,41	11,15	11,39
CaO	11,88	11,45	12,10	8,79	12,43	12,41	12,09	11,68	11,42	11,75	11,84	11,53	11,83	11,81	3,63	—	0,02
Na_2O	0,84	2,03	0,49	1,32	0,42	0,37	0,89	1,06	0,91	0,98	1,18	1,82	1,74	2,21	6,59	0,04	0,06
K_2O	0,20	0,26	0,31	2,18	0,27	0,26	0,71	0,96	0,62	0,79	0,80	0,12	0,21	0,17	3,24	10,33	9,74
Сумма	98,17	98,72	98,08	96,81	97,72	97,56	98,71	96,42	98,58	98,89	99,00	98,72	97,09	98,47	93,18	96,70	95,68
Fe/Fe+Mg	0,206	0,229	0,357	0,188	0,409	0,416	0,464	0,370	0,396	0,409	0,409	0,215	0,232	0,255	0,318	0,477	0,479

стр.62

Сумма	100,49	99,50	99,52	99,97	99,88	100,06	99,99	99,93	99,91	99,86	100,07	99,76	99,68
Fe/(Fe+Mg)	0,267	0,251	0,229	0,211	0,210	0,274	0,316	0,243	0,287	0,486	0,181	0,192	0,238
Na_2O+K_2O	4,34	5,44	4,66	5,78	6,27	4,80	5,44	5,30	7,89	9,23	2,38	3,54	5,09
Na_2O/K_2O	2,29	2,11	4,12	1,13	0,84	1,53	1,73	0,21	0,68	16,8	2,40	2,77	4,04

стр.65

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	45,56	45,74	46,42	44,86	46,65	44,57	44,72	44,07	44,83	45,30	44,23	44,64	46,67
TiO_2	1,14	1,14	1,14	0,97	0,87	0,93	0,90	0,90	0,97	0,87	0,82	1,44	1,28
Al_2O_3	9,67	9,91	10,81	11,95	12,27	10,66	10,94	10,96	11,47	10,96	9,42	12,07	12,61
Cr_2O_3	0,22	0,22	0,22	0,07	0,06	0,10	0,09	0,08	0,09	0,10	0,12	0,20	0,13
Fe_2O_3	5,06	4,48	4,96	4,49	3,24	4,44	4,44	4,47	4,48	3,78	3,85	1,69	2,89
FeO	4,45	4,95	4,52	4,83	5,82	4,28	4,28	5,11	5,40	5,61	5,95	10,01	7,72
MnO	0,16	0,24	0,25	0,16	0,16	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,17	0,14	0,15
MgO	16,42	16,26	13,99	13,38	12,65	13,83	14,65	13,04	12,84	14,18	17,12	13,78	13,16
CaO	9,67	8,25	9,29	9,90	8,22	10,75	9,62	10,77	9,63	9,00	8,50	6,16	7,39
Na_2O	3,50	3,60	4,30	3,95	4,15	4,84	5,13	4,51	5,38	3,88	3,67	3,49	3,28
K_2O	1,40	1,99	1,10	0,91	1,63	1,04	1,04	1,58	1,27	1,80	2,56	2,60	2,30
P_2O_5	0,36	0,18	0,22	0,13	0,16	0,16	0,20	0,20	0,21	0,17	0,18	0,36	0,25
S	0,02	0,03	0,03	0,06	0,28	0,11	0,13	0,17	0,58	0,21	0,24	0,13	—
H_2O^-	0,15	0,04	0,10	0,24	0,06	0,16	0,02	0,26	0,30	0,07	0,22	0,10	0,06
П. п. п.	2,77	2,81	2,48	2,91	2,34	2,60	2,27	1,87	1,41	2,26	1,58	1,80	1,15
CO_2	—	—	—	0,84	0,80	0,81	0,80	1,80	0,86	0,85	0,80	1,01	0,77
Сумма	100,55	99,84	99,83	99,65	99,36	99,45	99,40	99,96	99,89	99,20	99,43	99,62	99,81
Fe/(Fe+Mg)	0,235	0,237	0,265	0,278	0,278	0,257	0,242	0,282	0,292	0,262	0,236	0,320	0,305
Na_2O+K_2O	4,90	5,59	5,40	4,86	5,78	5,88	6,17	6,09	6,65	5,68	6,23	6,09	5,58
Na_2O/K_2O	2,50	1,81	3,91	4,34	2,55	4,65	4,93	2,85	4,24	2,16	1,43	1,34	1,43

Компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
SiO_2	44,80	43,30	44,60	43,73	43,70	52,50	52,63	48,47	44,96	62,35	46,23	42,46	43,01
TiO_2	1,12	0,83	0,80	0,74	0,77	0,94	0,98	0,77	1,48	0,48	0,41	0,22	0,30
Al_2O_3	13,18	10,78	9,63	9,66	9,59	8,28	11,41	10,50	11,24	16,65	6,71	9,93	11,97
Cr_2O_3	0,07	0,09	0,11	0,11	0,10	—	0,09	0,03	—	0,03	0,26	0,13	0,08
Fe_2O_3	5,57	5,24	4,70	4,50	4,86	1,71	2,33	1,68	3,44	0,86	2,84	3,87	3,64
FeO	4,97	5,13	4,92	5,06	4,64	7,73	6,64	7,22	6,97	3,02	4,29	4,93	4,95
MnO	0,15	0,19	0,19	0,18	0,18	0,21	0,19	0,24	0,19	0,06	0,17	0,19	0,15
MgO	15,36	16,44	17,22	19,35	19,16	13,73	10,56	15,20	13,99	2,26	17,32	19,80	14,72
CaO	6,16	7,33	8,25	6,55	5,74	7,28	6,38	6,73	5,49	2,70	16,11	9,65	12,45
Na_2O	3,02	3,69	3,75	3,07	2,86	2,90	3,45	0,91	3,20	8,71	1,68	2,60	4,08
K_2O	1,32	1,75	0,91	2,71	3,41	1,90	1,99	4,39	4,69	0,52	0,70	0,94	1,01
P_2O_5	0,17	0,09	0,11	0,13	0,14	0,30	0,28	0,13	0,30	0,44	0,13	0,08	0,12
S	0,25	0,18	0,11	0,05	0,54	—	0,02	0,04	0,73	0,02	0,05	0,02	0,08
H_2O^-	0,76	0,07	0,17	0,45	0,45	0,43	0,13	0,06	0,29	0,01	0,11	0,19	0,13
П. п. п.	3,59	3,29	3,23	2,88	3,34	1,49	2,62	3,30	1,94	1,20	1,73	3,95	1,99
CO_2	—	1,10	0,82	0,80	0,40	0,66	0,29	0,26	1,00	0,55	1,33	0,80	1,00

Типоморфные признаки	Природные алмазы			Алмазы техногенного засорения	
	кимберлит-лампроитовые	метаморфогенные	импактные	синтетические	природные
Фазовый состав	Алмаз	Алмаз	Алмаз, лонсдейлит, графит	Алмаз	Алмаз
Размеры	Широкий диапазон	< 1,0 мм, в основном < 0,1 мм	Преимущественно < 0,1 мм	< 1,0 мм, определяются маркой абразива	Преимущественно менее 0,5 мм
Габитус и морфологические характеристики кристаллов	Октаэдры, кривогранные ромбододекаэдры, комбинационные кристаллы, кубы, двойники, сростки	Кубы, октаэдры, комбинационные, скелетные, сферокристаллы, агрегаты	Пластинчатые неправильной формы зерна, псевдогексагональные кристаллы, агрегатные образования	Кубооктаэдры, кубы, октаэдры, скелетные кристаллы, истинные грани куба, ромбододекаэдра.	Октаэдры, кривогранные ромбододекаэдры, комбинационные кристаллы, кубы, сростки
Гранные акцессории	Тригональные, дитригональные впадины, каплевидные холмики, блоковые скульптуры и т. п.	Тригональные и неправильной формы впадины, каналы, блоковые скульптуры и т. п.	Штриховка графита, планарные элементы, вицинальные бугры, коррозионные скульптуры и т. п.	Дендритные скульптуры, дитригональные округленные спирали, слои на гранях октаэдра и т. п.	Акцессории кимберлитовых алмазов, техногенные поверхности
Окраска	Преимущественно бесцветные	Преимущественно окрашенные: желто-зеленые, желтые	Преимущественно окрашенные: желтые, серые, черные, редко бесцветные	Преимущественно окрашенные: желто-зеленые, желтые, редко бесцветные	Преимущественно бесцветные
Прозрачность	Преимущественно прозрачные	Полупрозрачные, непрозрачные	Непрозрачные, полупрозрачные	Непрозрачные, полупрозрачные	Преимущественно непрозрачные
Включения	Оливин, гранаты, пироксены, шпинелиды, сульфиды, графит, алмаз	Графит, гранаты	Графит, тенит, ильменит, кварц, стекло плавления	Нитевидные включения, графит, карбиды	Включения кимберлитовых алмазов
Фотолюминесценция	Синяя, голубая, зеленая, желтая и желто-оранжевая, от сильной до слабой	Слабая желтая, зеленая и желто-оранжевая, часто отсутствует	Средняя желто-оранжевая, желтая, красная, желто-зеленая	Не люминесцируют, иногда — слабая желто-зеленая	Фотолюминесценция кимберлитовых алмазов, интенсивность понижена
Особенности спектров фотолюминесценции	*N*3, *H*3, *H*4, *S*1, *S*2, *S*3 и некоторые другие	*S*1	Бесструктурная полоса 580–610 нм, полосы 625–750. Редко полоса 600–750 нм, *N*3, *H*3	484 нм	*N*3, *H*3, *H*4, *S*1, *S*2, *S*3 и некоторые другие

ЭПР	Обусловленный примесью парамагнитного азота — редок	Обусловленный примесью парамагнитного азота — типичен	Вызванный разорванными связями углерода в поликристаллах	Обусловленный примесью парамагнитного азота — типичен	Обусловленный примесью парамагнитного азота — редок
Намагничиваемость	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Слабая	Отсутствует
Сохранность	Высокая — нарушенных кристаллов менее 40 %	Высокая — нарушенных кристаллов менее 40 %	Высокая — нарушенных кристаллов менее 40 %	Низкая — нарушенных кристаллов более 40 %	Низкая — нарушенных кристаллов более 40 %
Характер сколов	Механические, прото-генетические	Механические, прото-генетические	Механические, прото-генетические	Механические	Преимущественно механические

стр.103

Номер аналізу	Глибина, м	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	CO_2	В. п. п.	*Сума*
							Свердловина 41									
1	74,5–74,7	48,00	1,76	14,08	8,30	2,72	0,08	7,22	1,44	0,50	4,10	0,18	5,00	Не визн.	6,11	99,49
2	78,6–78,8	45,58	1,72	13,18	7,80	3,00	0,16	7,86	3,36	0,60	4,00	0,15	4,62	" "	7,65	99,68
3	86,5–86,8	46,75	1,86	13,65	9,26	3,00	0,13	7,61	2,16	0,65	3,60	0,20	3,21	" "	8,23	100,31
4	89,7–90,0	43,45	2,04	13,77	7,84	3,58	0,12	10,13	2,16	0,60	2,50	0,19	6,07	" "	7,15	99,60
5	97,0–97,3	44,83	1,96	14,25	8,99	2,57	0,10	8,87	1,80	1,25	2,85	0,18	6,01	" "	6,62	100,28
6	107,5–107,8	45,40	1,92	13,26	10,05	2,29	0,14	8,28	2,16	1,30	3,50	0,15	5,28	" "	6,11	99,84
7*	107,5–107,8	45,90	1,59	11,78	10,62		0,15	11,35	1,76	0,16	2,40	0,12	6,55	" "	7,55	99,93
8	113,7–114,0	45,67	1,99	13,15	9,97	3,72	0,12	8,40	1,20	0,40	4,60	0,15	4,40	" "	5,92	99,69
							Свердловина 47									
9	59,5	47,00	2,54	12,89	9,42	3,43	0,08	4,18	2,02	0,20	3,62	0,22	6,10	0,30	6,76	98,76
10	61,7	48,64	2,05	12,30	14,49	1,00	0,10	3,77	1,90	0,15	3,10	0,15	7,04	0,77	4,86	100,32
11	63,8	38,30	2,36	10,63	8,56	2,38	0,19	5,51	9,18	0,43	2,15	0,16	8,27	2,69	8,79	99,60
12	66,0	41,40	2,64	15,37	6,84	3,57	0,14	6,76	4,87	0,81	2,39	0,19	6,51	1,89	6,10	99,48
13	68,7	42,58	2,30	12,81	12,05	1,22	0,25	7,85	3,30	0,80	2,36	0,19	6,18	1,65	6,45	99,99
14	71,5	45,06	2,37	12,63	9,61	1,72	0,16	6,32	3,65	0,60	3,79	0,31	5,72	1,50	6,47	99,91
15*	75,0	45,60	1,62	12,30	10,10		0,17	11,20	1,98	0,60	3,50	0,19	6,17	Не визн.	7,00	100,43
16	74,6	45,14	2,15	13,07	10,73	2,15	0,19	7,24	1,85	0,80	3,49	0,19	6,22	1,61	5,03	99,86
17	77,0	45,52	2,36	13,40	9,36	2,30	0,07	7,37	1,68	0,24	4,89	0,13	6,54	0,84	4,93	99,63
18	80,0	41,73	1,89	10,89	10,81	1,43	0,16	5,85	5,32	0,15	2,67	0,16	8,30	1,96	8,76	100,08
19	84,0	45,60	2,41	13,08	11,19	1,72	0,15	5,68	1,29	0,25	4,86	0,20	4,76	1,38	7,22	99,79

стр.132