

УДК 549.211:551.71(477)

Г.М.Яценко, О.К.Бабинін<sup>1</sup>, В.М.Квасниця<sup>2</sup>, А.І.Росихіна, Є.М.Сливко  
*Львів. Державний університет ім. Івана Франка;*  
*Київ, «Поліметали України»<sup>1</sup>, ІГМР НАНУ<sup>2</sup>*

**ПОПЕРЕДНЄ ПОВІДОМЛЕННЯ ПРО АЛМАЗИ  
В ЗОЛОТОНОСНОМУ МЕТАМОРФІЧНОМУ КОМПЛЕКСІ  
ДОКЕМБРИО (УКРАЇНСЬКИЙ ЩИТ)**

Завдяки проведенню цілеспрямованих пошукових робіт Український щит в останні роки перейшов до розряду перспективних золотоносних структур південно-західної окраїни Східно-Європейської платформи. Є підстави вважати, що в недалекому майбутньому зміняться й уявлення про його алмазонасність, що підтверджують знахідки алмазів у породах основи щита. Крім того, передбачається асоціація золота й алмазів у відомих раніше золотоносних метаморфічних формаціях вибухових структур [5] і в експлозивних формаціях [4].

Район складений глибокометаморфізованими (амфіболітова фація) складнодислокованими в субмеридіональній Кіровоградській зоні розломів гнейсовими товщами (флішоїдна метаграувакова формація), які включають згідні з планом дислокацій тіла пегматоїдних ультраметаморфічних гранітоїдів. У межах золоторудних зон трапляються будиноподібні дометаморфічні ортопороди середнього, основного й сублужного складу (діопсид-плагіоклаз-кварцові кристалічні сланці, амфіболіти тощо) та післяметаморфічні січні дайки діабазів і лампрофірів. Перші подібні до еклогітів, оскільки складені діопсидом, гранатами, кварцом, сфеном, рутилом та ін. За взаємовідношеннями мінералів виявляються ознаки високотемпературного, можливо, високобаричного метасоматозу: гранат розвивається у вигляді облямівок, зрідка – окремих зерен по діопсиду, середньому-основному плагіоклазу й карбонату, звичайно на межі з зернами кварцу (рис.1,а); в суміжних глиноземистих породах розвиваються кумінгтоніт та інші мінерали. Ці перетворення можна розглядати як прояв залізо-магnezіального метасоматозу, який супроводжується привнесенням *Mg, Fe, Ti, P* та інших компонентів. На регресивній стадії в подібній ситуації утворюються облямівки гідроксилвмісних мінералів, переважно групи епідоту (рис.1,б).

Крім того, у межах рудних полів і зон існують поряд з мілонітами, псевдо-тахілітами, бластомілонітами малопотужні (звичайно до перших сантиметрів) згідні й січні зонки флюїдизитів, складених змішаним матеріалом (компоненти вмісних та глибинних порід). Асоціація в одній зоні еклогітоподібних порід, флюїдизитів і лампрофірів дала змогу припустити наявність алмазів (подібно до поширених в еклогітоподібних породах Кокчетавської брили Казахстану “метаморфічних” алмазів і, з меншою вірогідністю, трубкових) [2]. Потенційно алмазонасні утворення нижче охарактеризовані докладніше.

**Еклогітоподібні породи** є, ймовірно, вторинними метаморфо-метасоматичними утвореннями. Спочатку це були, як свідчать реліктові структури й петрохімічні

особливості порід (табл.1), сублужні габроїди, згодом метаморфізовані й будиновані. Подібних перетворень також зазнали й попередньо метаморфізовані до діопсидових кристалосланців вапнисті пісковики. Діопсид (див. рис. 1), основний плагіоклаз, карбонат заміщуються шнуроподібними облямівками гранату на контакті з кварцом, в породах кристалізуються сфен, рутил, магnezіальний ільменіт, спостерігається наступне окварцювання. На ретроградній стадії в подібній ситуації амфіболи заміщують зерна діопсиду, розвиваються епідот і кліноцоїзит, аж до утворення епідозитів, тобто регресивні реакції відбуваються за участю гідроксильних компонентів.

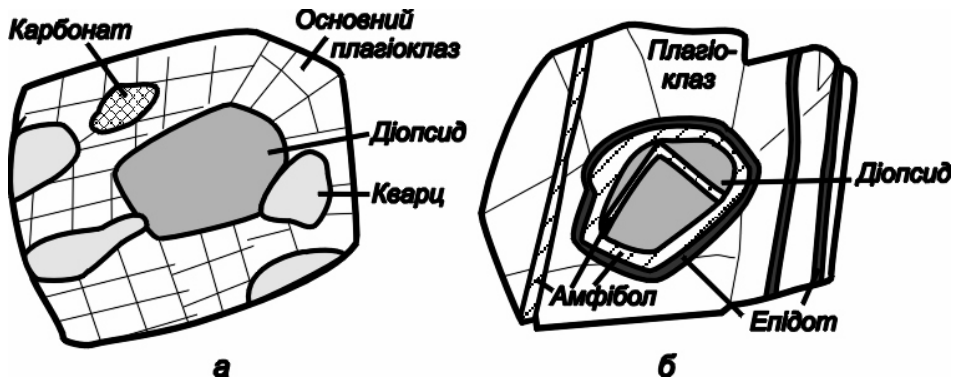


Рис.1. Діопсид-плагіоклаз-кварцовий кристалосланець. Характерна амфіболізація діопсиду, облямівки та прожилки епідоту. Св. № 2073, гл. 375,3 м. Зб. 64. Нік. II (а); діопсид-плагіоклаз-кварцовий кристалосланець. Шнуроподібні облямівки гранату навколо зерен діопсиду, анортиту, карбонату. Св. № 2085, гл. 116,3 м. Зб. 64. Нік. II (б).

У мінералогічних пробах еклогітоподібних порід породоутворюючі мінерали представлені діопсидом, біотитом, кварцом, польовими шпатами, роговою обманкою, для скарнованих порід характерні воластоніт, скаполіт, тремоліт, актиноліт, який утворює зелені видовжені призми ( $n_p = 1,660$ ), та інші мінерали. Серед акцесорних розповсюджені апатит (900-1310 г/т), турмалін (10-1490 г/т), гранати (зн.-630 г/т), циркон (30-60 г/т), трапляються сфен (до 100 г/т), монацит (20-40 г/т), магнетит (порядку 20 г/т), дистен (до 4 г/т), у знакових кількостях фіксуються шееліт, рутил, мусаніт, анатаз, флюорит, топаз, ільменіт, лейкоксен та ін. Хімічний склад піроксену та гранатів, що його заміщують, за даними мікро-зондового аналізу, наведений в табл. 2. Клінопіроксен зелений, салатно-зелений, представлений мінералом ряду діопсид-геденбергіт (переважає геденбергітова складова). При кристалізації гранату надлишкові  $Si$  та  $Ca$  фіксуються у вторинному кварці й карбонаті,  $Al$  частково запозичається з плагіоклазу, що заміщується, а  $Fe$  та  $Mn$  привносяться.

*Apatum* представлений декількома відмінами: безколірні, зовсім прозорі сплюснені зерна з переважаючим розвитком граней базопінакоїду  $\{0001\}$ , своєрідними гранями дипіраміди та слабкорозвиненими гранями призми, які несуть слабкі сліди розчинення; призматичні зерна ( $K_v$  1,2-1,5) зі злегка розчиненими чи оплавленими

ребрами призм і згладженими вершинними ребрами; прозорі ізометричні зерна з великою кількістю однаково розвинених різних граней; чітко ограновані сплющено-видовжені прозорі кристали зі згладженими вершинами ( $K_v \sim 3$ ); ясно-голубі, бірюзові прозорі уламки великих зерен зі згладженими ребрами; призматичні кристали з темними, димчастими “ядрами” і злегка згладженими ребрами. Останні трапляються в алмазозносних породах Рівненської ділянки [4]. Кількість і різноманітність зерен апатиту свідчать про те, що фосфор у процесі метасоматичних перетворень привносився.

Таблиця 1

Хімічний склад діопсид-плагіоклаз-кварцових порід Клишівської ділянки

Окисли	1	2	3	4	5
$SiO_2$	65,80	62,50	66,00	65,50	51,50
$TiO_2$	0,53	0,38	0,49	0,41	0,88
$Al_2O_3$	12,23	12,85	13,60	12,88	15,15
$Fe_2O_3$	1,12	1,30	1,65	1,62	3,52
$FeO$	3,50	3,25	3,40	3,45	4,95
$MnO$	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
$MgO$	3,70	1,90	0,73	1,25	5,35
$CaO$	10,45	8,90	4,35	5,75	8,85
$Na_2O$	0,60	5,00	5,00	5,20	3,70
$K_2O$	0,38	0,87	3,10	1,05	2,20
$P_2O_5$	-	1,40	0,86	0,24	0,40
$CO_2$	0,72	0,60	0,12	1,32	0,52
$S$	0,62	0,11		0,27	0,15
$H_2O$	0,20	0,25	0,20	0,075	0,40
В.п.п.	0,95	0,94	1,04	1,60	0,89
Сума	100,801	100,251	100,541	100,616	98,461

Примітка: 1 – діопсид-плагіоклаз-кварцовий кристалосланець, св. 2087, гл. 128,5 м; 2 – діопсид-плагіоклаз-кварцовий кристалосланець, св. 2087, інт. 213,8-213,9 м; 3 – діопсидовий кристалосланець, св. 2088, інт. 53,0-53,9 м; 4 – рогово-обманково-діопсидовий кристалосланець, св. 2088, інт. 205,8-206,2 м; 5 – амфібол-біотитовий метасоматит (скарноїд?), св. 22, інт. 157,6-158,5 м.

Аналізи виконані в лабораторії Черкаської ГРЕ.

*Сфен* представлений прозорими коричневого кольору своєрідними сплющеними (сочевичеподібними) оплавленими зернами, іноді утворює зростки у вигляді кірочки дуже дрібних, також оплавлених зерняток, крупніші зерна ясно-жовтуваті, з поверхні матові. Виявлене облямування сфеном зерен апатиту, причому облямовуюча частина також має “оплавлену” форму. Ймовірно, *Ti* привносився. Встановлена кристалізація гейкіліту. Мінерал діагностований рентгенівським аналізом (ЛДУ), параметри елементарної комірки становлять:  $a = 5,087\text{Å}$ ,  $c = 14,084\text{Å}$ .

Таблиця 2

Хімічний склад мінералів за даними мікрозондового аналізу  
та компонентний склад гранатів

Окисли	Гранати				Піроксен	Флогопіт
	1	2	3	4	5	6
$SiO_2$	35,93	36,62	36,68	35,32	40,47	30,70
$TiO_2$	0	0,14	0,02	0,04	0,01	2,31
$Al_2O_3$	20,40	19,97	21,00	20,21	0,38	14,57
$Cr_2O_3$	0,07	0,07	0,00	0,02	0,03	0,08
$Fe_2O_3$			-	0,87	0,00	0,00
$FeO$	34,25	24,11	33,87	29,32	11,27	15,38
$MnO$	4,71	7,35	3,06	4,03	0,90	0,18
$MgO$	2,19	2,06	2,62	3,41	4,31	19,64
$CaO$	0,55	5,86	0,27	2,69	16,59	0,25
$Na_2O$	0,08	0,01			0,13	0,16
$K_2O$	0,01	0			-	2,08
$F$	0,10	0				
$Cl$	0	0				
$H_2O$						4,13
$ZnO$	0,08	0,06				
$NiO$	0	0,04			0,02	
Сума	98,37	96,29	97,52	95,91	74,11	89,48
<i>And</i>			-	2,7		
<i>Gros</i>	1,7	17,4	0,8	5,3		
<i>Alm</i>	78,9	55,8	80,7	68,3		
<i>Spes</i>	10,4	18,4	7,4	9,5		
<i>Pyr</i>	9,0	8,4	11,1	14,2		

*Примітка:* 1 – зр. 04, св. 116, гл. 616 м; 2 – зр. 29, св. 116, гл. 647,5 м; 3 – зр. 1/12, св. 2088, інт. 196-197 м; 4 – зр. 1/20, св. 2087, інт. 139-140 м; 5 – зр. 1/13, св. 2088, інт. 196-197 м; 6 – зр. 1/23/2, св. 2087, інт. 139-140 м.

Аналізи виконані на приладі JXCA-733.

**Флюїдити** – ще досить мало вивчена складова, оскільки ранні, інтенсивніші їхні прояви в зонах розломів перетворені автометаморфізмом і метасоматозом у слюдисті, амфіболові, польовошпатові утворення, що мають вигляд псевдотахілітів, бластомілонітів тощо. Серед темнозбарвлених слюдистих гнейсів і кристало-сланців трапляються також ясні субвертикальні лінзи, виповнені каолінітом, який розвився по польовошпатовій “сипучці”. Можливо, це трубкоподібні розлінзовані тіла флюїдитів, які за складом близькі до лампрофірів рівненського типу, що підтверджується наявністю спільних мінералів [4, 6]. Пізні флюїдити виповнюють різноорієнтовані тонкі, місцями субмікроскопічні тріщинки.

Матриця подібних флюїдизитів представлена ясними тонкозернистими агрегатами кристобаліту або польових шпатів, її примазки часто фіксуються на зернах багатьох мінералів з мінералогічних проб. Акцесорні мінерали часто оплавлені, наявні самородні елементи, карбіди, склуваті частинки.

Мікробрекчії з мікротріщин розтягнення трапляються в пробах у вигляді брусків, у яких розрізняється тонкозерниста ясно-сіра, зеленкувата промениста основна маса, а в ній – частинки ясних польових шпатів, хлориту, лімоніту. Цей матеріал у шліфах виглядає як катаклазит, флюїдизит альбітизований і хлоритизований, у мінералогічних пробах знайдені ниркоподібні виділення сидериту ( $n_e = 1,612$ ;  $n_e' = 1,745$ ), зерна муасаніту, бариту, анатазу, пузирчасті частинки пухкого ясного матеріалу, а також салатно-зелений клінопіроксен, темний амфібол, гранат, зональні бочкоподібні кристали флогопіту (див. табл. 2). Подібні утворення є й на Рівненській ділянці розвитку експлозивних порід. Ще трапляються досить своєрідні частинки флогопіту ізометричної в плані форми з двобічним “бордюром” по окружності з обох боків, що виник, імовірно, внаслідок розвальцювання країв при транспортуванні у флюїдизиті.

*Муасаніт* представлений гострокутними уламками зерен голубого, синьо-зеленого, ясно-зеленого, бірюзового забарвлення, з алмазним блиском і характерним зломом, є частинки з немовби оплавленою поверхнею. Відомо, що подібний муасаніт у брекчіях Рівненської ділянки є супутником алмазу [4, 5].

*Циркон* також представлений декількома відмінами, проте дві з них нагадують циркон рівненських “мінет” [4]: це дуже чисті прозорі призматичні кристали рожевувато-бурого кольору зі злегка оплавленими ребрами ( $K_v = 1,5$ ) та рожеві призматичні кристали в білій “сорочці”. Хімічний склад першого, за даними мікрозондового аналізу, %:  $SiO_2$  32,57-33,40;  $ZrO_2$  65,78-66,35;  $HfO_2$  0,99-1,46;  $ThO_2$  0,07-0,25;  $UO_2$  - 0,26;  $Y_2O_3$  - немає.

Таким чином, мінеральні особливості порід дають змогу припускати, що в зоні розлому мікротріщини виповнені флюїдизитом, подібним до брекчій Рівненських структур. Спочатку флюїдизит був високотемпературним, “сухим” і, ймовірно, сприяв охарактеризованим вище метасоматичним перетворенням еклогітового характеру. Флюїдизити проявлялись на етапах активізації.

**Дайковий комплекс** досить різноманітний, проте в аспекті, що розглядається, найбільший інтерес представляють післяметаморфічні січні дайки камптонітів, розкриті свердловинами, а також відслонені в берегах р. Інгул [1]. Потужність дайок описуваної ділянки становить перші метри, орієнтовані вони в північно-західному напрямку. Породи темно-сірі, масивні та брекчієподібні, порфірової будови.

Основний плагіоклаз масивних порід (35% породи) представлений призматичними зернами, іноді невеликими вкраплениками, серицитизований. Клінопіроксен – титан-авгіт (близько 25% породи) – утворює безколірні, рожевувато-бурі призматичні зерна, часто має двійникову будову. Рогова обманка (баркевікіт) представлена бурими призматичними зернами, іноді вони обростають крупнішими виділеннями піроксену, становлять біля 15% породи. Біотит або флогопіт (2-3%) – бурий, червонувато-бурий. Олівін у свіжому вигляді не зберігся, трапляються лише характерні перерізи, виповнені серпентином і тремолітом. У лампрофірах с.Седнівка відзначають [1] олівін (до 6% породи) у вигляді овальних і гіпідіоморфних тріщинуватих зерен з тонкими облямівками рудного мінералу;  $n_g = 1,774$ ,

$n_p = 1,746$ . Рудний мінерал представлений квадратними перерізами (досягає 15% породи) магнетиту(?). Серед вторинних характерні карбонати й хлорит. Трапляються восьмикутні перерізи, виповнені вторинними мінералами, які, можливо, замінили лейцит, проте збережених салічних калієвих мінералів не виявлено.

Брекчія лампрофірів (камптонітів?) складається з уламків порід різного складу. Більша частина за складом і виглядом близька до вищеописаної породи, вона містить призми рожевого титан-авгіту, бурого баркевікіту й рудний мінерал у вигляді розсіяної вкрапленості й тонких прожилків сульфідів. На цьому тлі вирізняються крупніші неправильні й правильні виділення, що розвиваються по ксенокристаллах і уламках порід. Карбонат, часто з тальком, розвивається по олівіну й у пустотах, характерні виділення безколірного або зеленкуватого тремоліту, який заміщує діопсид, снопоподібні агрегати лейст альбіту, які розвиваються по уламках порід, можливо, і по лейциту, іноді з ними асоціюють дрібні лусочки флогопіту. Фіксуються луски серициту, серпентину, прожилкоподібні виділення карбонатів.

Хімічний склад порід (табл. 3) свідчить про їхню високу титанистість, а діаграма  $SiO_2 - (K_2O + Na_2O)$  (рис. 2) – про їхню приналежність до лужно-базальтоїдних утворень, близьких, можливо, до лампроїтів. Для порівняння на діаграму нанесені фігуративні точки складу архейських лампрофірів Канади [8], в яких, як відомо, золотоносність також нерозривно пов'язана з алмазонасністю.

Таблиця 3

Хімічний склад жильних порід Клинівської ділянки та архейських лампрофірів Канади (у перерахунку на 100% основних петрогенних компонентів)

Окисли	1	2	3	4	5	6	7	8
$SiO_2$	42,92	42,35	44,31	41,68	52,97	39,37	51,18	49,25
$TiO_2$	3,51	3,98	4,33	4,84	1,16	0,78	0,75	0,88
$Al_2O_3$	9,69	9,29	14,68	13,42	15,69	28,22	10,97	9,81
$Fe_2O_3$	11,28	12,35	3,11	4,33	9,63	13,33	10,86	20,16
$FeO$	6,03	5,78	13,33	11,90				
$MnO$	0,01	0,01	0,29	0,26	0,12	0,17	0,11	0,45
$MgO$	7,22	5,84	5,90	8,48	6,70	7,16	13,12	9,72
$CaO$	15,78	16,13	7,85	10,23	6,22	8,73	10,11	5,06
$Na_2O$	1,75	1,89	3,85	3,07	4,53	0,35	2,26	0,26
$K_2O$	1,44	2,04	1,94	1,53	2,44	1,79	0,43	4,01
$P_2O_5$	0,37	0,34	0,41	0,26	0,54	0,10	0,21	0,40

Примітка: 1 – зр. 221, св. 2093, інт. 236,6-237,5 м; 2 – зр. 122, св. 2095, інт. 151,3-152,2 м (обидва з дайки камптоніту на Клинівській ділянці). 3, 4 – дайка лампрофіру, правий берег р.Інгул, нижче с.Седнівка [1]. 5 – зр. SH-2, дайка Шемандован; 6 – зр. DI-1, дайка з району Ред Лейк; 7 – зр. LE, дайка з району Жеральдтон-Бердмор; 8 – зр. CP-96, дайка з району Лейк оф Вудз [6].

Аналізи 1, 2 виконані в лабораторії Черкаської ГРЕ.

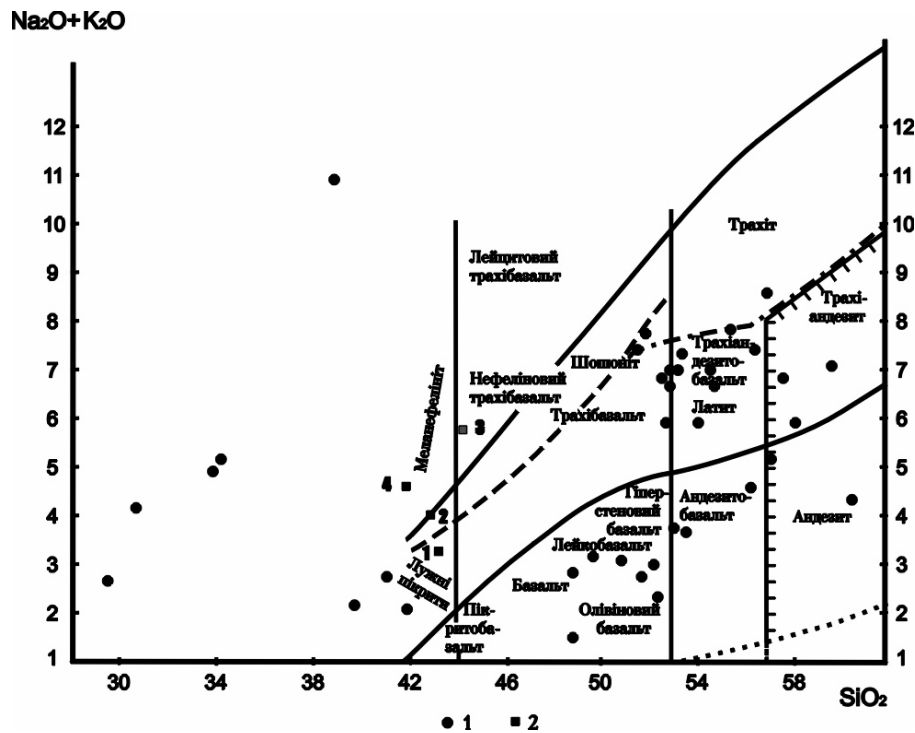


Рис.2. Положення фігуративних точок складу лампрофірів Канади (1) [8] та Інгулецького району Українського щита (2) на діаграмі  $SiO_2 - (K_2O+Na_2O)$

Викладене дало підстави для проведення опробування на алмази, хоча в усіх випадках здійснювалося лише спеціалізоване опробування на золото. Опробували еклігітоподібні породи й метаморфічні утворення з флюїдизитами, дайки спеціально не вивчалися. Спочатку опробували (вага проб до 10 кг) kern свердловин; на алмаз проглядали важку неелектромагнітну фракцію класом  $-0,5+0,1$  мм, в якій і виявили перші дрібні кристали (кубоїди та інші форми, їхня приналежність до алмаза підтверджена С.М.Бекешою, ЛДУ).

На другому етапі бороздами опробували гірничі виробки (вага проб 100 кг). Вадою цього методу в даному випадку є те, що при флішоподібній будові товщі в пробу потрапляють породи різного складу, серед яких переважають біотитові плагіогнейси та кристалосланці, у меншому об'ємі присутні амфіболові й діопсидові відміни порід, включаючи еклігітоподібні утворення. До переваг належить неможливість зараження техногенними алмазами на стадії опробування. Дані проби відбирали двічі, в обох випадках встановили наявність дрібних алмазів; повторюваність результатів дала підстави для даної публікації. Необхідно ще раз підкреслити, що в усіх випадках проводилося спеціалізоване опробування на золото, проблема алмазів вирішувалася попутно. Описані нижче кристали виділені в лабораторії ЦТЕ Т.Н.Звенигородською та Ю.І.Сулеймен, ідентифіковані рентгєнівським аналізом.

*Алмаз* представлений безколірними з жовтувато-зеленими відтінками дуже дрібними (переважно 0,1 мм в поперечнику, зрідка 0,2-0,3 мм) багатогранниками, їхніми уламками та скелетними формами (рис.3). Серед багатогранників виділяються куби з незначним розвитком граней октаедра на вершинах кристалів, кубо-октаедри та октаедри. Багатогранники утворюють незакономірні й закономірні (за шпінелевим законом) зростки. Характерні три типи скелетних форм алмаза: у вигляді пустотілих кубів, “рамкових” граней октаедра та своєрідних “іхтіогліптів”. На частині кристалів проявлені сліди високотемпературного впливу у вигляді овалізації кристалів, корозійного “з’їдання” ребер, утворення узору чотирикутних западин та шагрені. Багато кристалів містять своєрідні “тяжі” (характерні для кристалів синтетичного алмаза), які простежуються від центральних частин кристала до їхніх вершин.

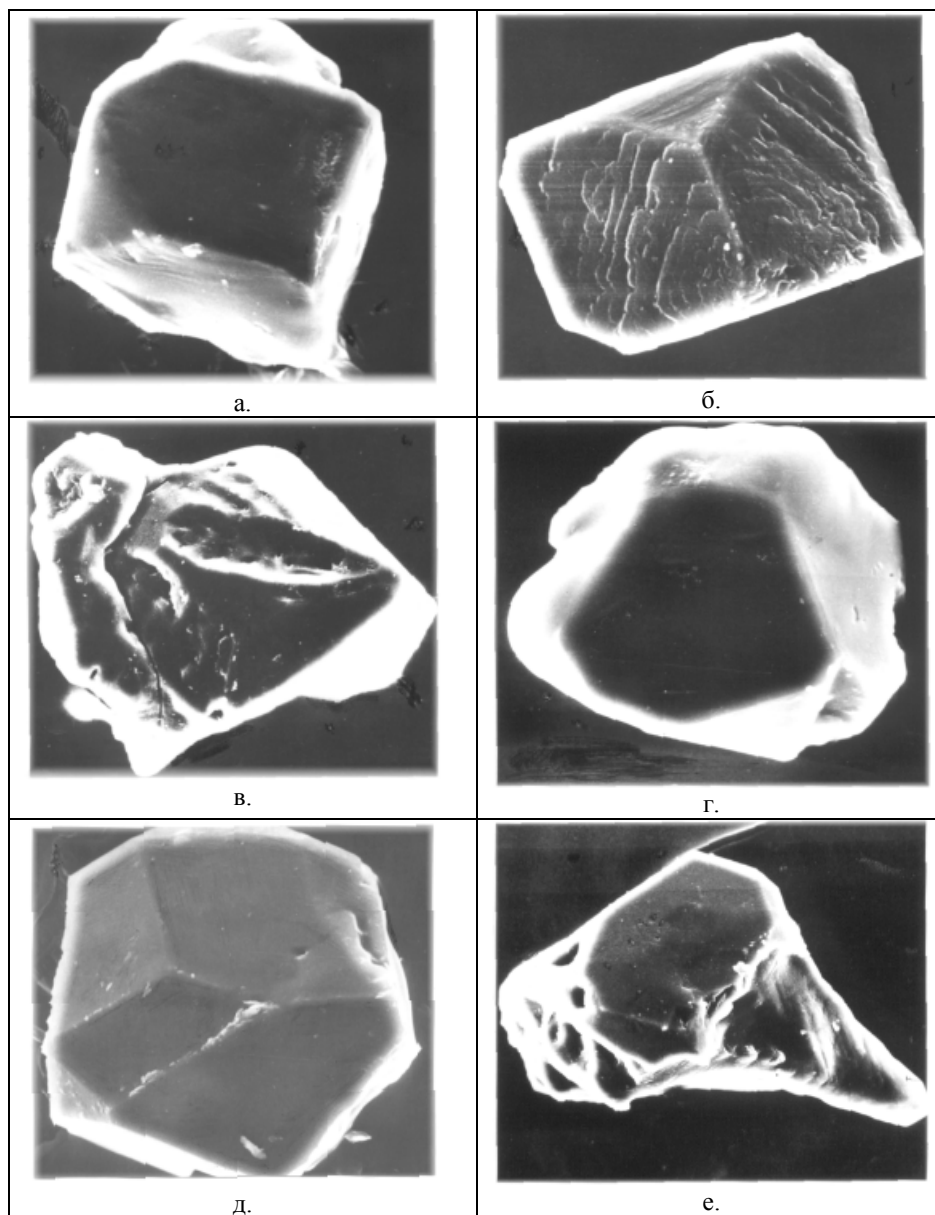
Виявлені кристали алмаза за окремими ознаками (прояви скелетних форм росту, характер поверхні граней, спільне знаходження з муасанітом) подібні до кристалів метастабільного алмаза, одержаного при газополумєневому методі синтезу.

Таким чином, охарактеризовані кристали алмаза різного вигляду, очевидно, можуть мати різне походження. Вирішення питання однозначно визначиться в процесі проведення подальших досліджень. У зв’язку з наведеними даними детальніше розглянемо становище й особливості можливих джерел виявлених кристалів.

Район розташований у межах зони зім’яття і структурно-металогенічної зони, спеціалізованої на золото й рідкісні метали [7]; вона збігається з палеорифтовою структурою. У регіоні розташовані ділянки експлозивних структур [3], дайкові поля, плутони габроїдів, гранітів рапаківі та лужних порід, він відрізняється стоншеною земною корою та розміщенням на глибині протоастеноліту [3], несе ознаки різнопланових речовинних зв’язків з підкоровими глибинами.

Є достатні підстави вважати, що наявність на охарактеризованій площі алмазів та їхня асоціація з золотом закономірні, оскільки обидва компоненти пов’язані з глибинними джерелами, алмаз фіксується на прогресивній, а золото – на ретроградній стадії процесів. Збереженості алмазів, не беручи до уваги метаморфізм, ультраметаморфізм і постультраметаморфічні явища, можливо, сприяли відновні умови глибоких рівнів золоторудних родовищ. Еклогітоподібні породи в даній зоні мають, імовірно, субвертикальне, а не горизонтальне, як фації метаморфізму, розташування і, як наслідок, не представляють “еклогітовий шар” земної кори. Як уявляється, охарактеризовані явища, породи й компоненти, включаючи й рідкісні метали, об’єднані зв’язками формуючих їх процесів з мантією в зоні глибинного розлому.





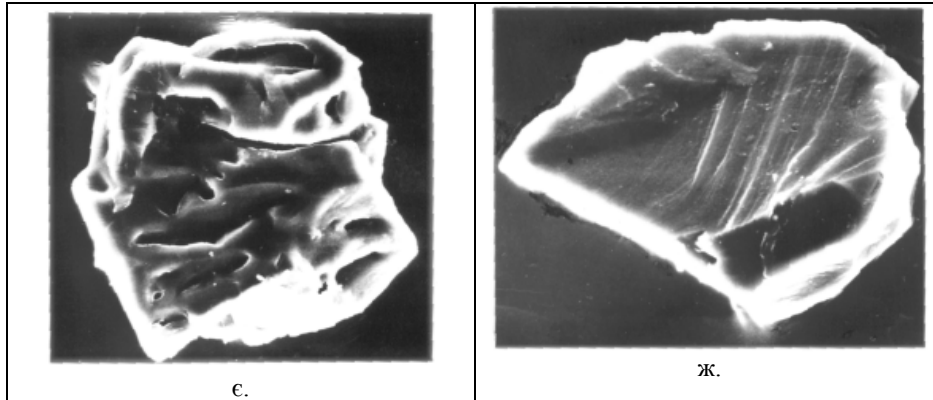


Рис. 3. Морфологія кристалів алмаза: а – відносно гладкогранний куб з розвитком невеликих граней октаедра на його вершинах (зб. 1430); б – куб з проявами грубого спірального-шаруватого росту і розвитком невеликих граней октаедра на його вершинах (зб. 2330); в – відносно гладкогранний кубоїд у зростанні з кубом, на одній з вершин якого розвинена скелетна грань октаедра (зб. 1220); г – двійник гладкогранних октаєдрів (зб. 2150); д – незакономірний зросток гладкогранних кубо-октаєдрів (зб. 1740); е – зросток скелетних пустотілих кубів (зб. 1150); є – скелетна форма у вигляді “іхтіогліпта” (зб. 1000); ж – уламок кристала (зб. 1800).

1. *Палеовулканизм України* / Савченко Н.А., Бернадская Л.Г., Бутурлинов Н.В. и др. К., 1984.
2. *Печников В.А.* Дислокационный метаморфизм и образование нового типа месторождений алмазов // Сдвиговый метаморфизм и рудоконтролирующие парагенезы: Тез. докл. III Раб. совещ. по пробл. тектон. моделир. структурообраз. в линеаментных зонах. Новосибирск, 1992.
3. *Чекунов А.В., Оровецкий Ю.П.* Астеноліти сьогодні і в минулому // Доп. АН УРСР. Сер.Б. 1987. № 9.
4. *Яценко Г.М., Бабинін О.К., Квасниця В.М. та ін.* Про алмаз і золото в брекчіювих породах лампроїтової групи (Український щит) // Мінерал. зб. 1995. № 48, вип.1.
5. *Яценко Г.М., Бабинін О.К., Паршина М.О. та ін.* Золотоносність гранітоїдно-метатеригенного формаційного комплексу докембрію центральної частини Українського щита // Золото в надрах України. Вісник ЛДУ. Сер. геол. 1992. Вип.11.
6. *Яценко Г.М., Бабинін О.К., Паршина М.О. та ін.* Мінералого-петрографічні особливості і перспективи алмазоносності порід вибухових структур центральної частини Українського щита // Мінерал. зб. 1994. № 47, вип.1.

7. Яценко Г.М., Бабинін О.К., Росихіна А.І. та ін. Металогенія золота протерозою Українського щита // Вісник ЛДУ. Сер. геол. 1994. Вип.12.
8. Wyman D.A., Kerrich R. Archean lamprophyre dikes of the Superior province, Canada: distribution, petrology and geochemical characteristics // J.Geophys.Res. 1989. **94**, N B4.

**G.M.Yatsenko, O.K.Babynin, V.M.Kvasnytsya, A.I.Rosykhina, E.M.Slyvko**

**PRELIMINARY REPORT ABOUT DIAMONDS FROM GOLD-BEARING  
PRECAMBRIAN METAMORPHIC COMPLEX  
(THE UKRAINIAN SHIELD)**

Association of gold and diamonds in the formerly known metamorphic formations of explosive structures and in explosive formations is planned. Petrography and mineralogy of eclogitic-like rocks, fluidizites and camptonite dykes are given. The diamonds discovered in mineralogical samples are characterized. Described phenomena, rocks and components have been consolidated by connections of forming processes with the mantle in deep fault zone.

*Стаття надійшла до редколегії 08.11.1993*