

УДК 552.323.6:551.3.053:549.08(673)

## ОСОБЛИВОСТІ КОРИ ЗВІТРЮВАННЯ КІМБЕРЛІТОВОЇ ТРУБКИ ОЧИНЖАУ (ПІВДЕННО-ЗАХІДНА АНГОЛА)

**Б. Манчур, Н. Білик, С. Бекеша**

*Львівський національний університет імені Івана Франка,  
вул. Грушевського, 4, 79005 м. Львів, Україна  
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

Наведено результати петрографічного, рентгеноструктурного та мікрозондового дослідження порід верхніх горизонтів кімберлітової трубки Очинжау (Ангола). Матрикс породи складений дрібним карбонат-смектитовим агрегатом, у якому діагностовано моноклінні піроксени, калієвий польовий шпат, перовськіт, ільменіт, шпінеліди, магнетит, циркон, апатит. Смектит представлений триоктаедричним різновидом – сапонітом. Особливості хімічного складу породи засвідчують характер накладених низькотемпературних мінеральних перетворень і наявність ксеногенного матеріалу. Вміст перовськіту високий. За сингенними зростками ільменіту й магнетиту та зернами зі структурою розпаду твердого розчину магнетит–ільменіт обчислено температуру мінералоутворення за відповідними геотермометрами.

*Ключові слова:* кімберлітова трубка, кора звітрювання, перовськіт, сапоніт, шпінеліди, ільменіт, геотермометр, Ангола.

Республіка Ангола унікальна щодо запасів природних діамантів, оскільки на її території розташована п'ята частина всіх корінних африканських родовищ діаманту. Головні промислові кімберлітові тіла сконцентровані на північному сході країни – у провінціях Лунда-Норте і Лунда-Сул. Виділено чотири кімберлітові поля – Катока, Камачія, Камафука-Камазамбо і Каматуе. Кімберлітові трубки, яких нині налічують близько 80, тягнуться до зони розломів Лукапа в межах південно-західного схилу щита Кассаї; вік кристалічної основи перевищує 2,5 млрд років.

Протягом останніх 15–20 років провадять інтенсивні розшукові роботи на діамант у південно-західній частині Анголи – у межах Ангольського щита, у зоні його зчленування з плитою Окаванго, розташованою до півдня. Дослідження ведуть, головню, за контуром накладеної западини Кунене, яка почала формуватися всередині кратону в палеогеновий час, і цей процес триває досі. Потужність осадових утворень тут сягає 300 м. За межами западини (на захід, північ і північний схід) розвинені докембрійські породи фундаменту – переважно плагіогнейси, зрідка амфіболіти і кварцити. У зонах ультраметаморфізму наявні еклогіти і плагіомігматити. Загалом у цьому регіоні Анголи поширені різні за складом і генезисом стратифіковані утворення архею, протерозою і фанерозою [6].

Наразі на описуваній території дослідники виявили дев'ять кімберлітових трубок (рис. 1): на крайньому півдні площі (поблизу кордону з Намібією) – куц трубок Галанже (чотири тіла – Галанже-I-IV), у північній частині – трубки Чихолонго і Шікуатите, а

також Очинжау й Палуе, які розташовані між ними; на схід від зазначених трубок, у басейні р. Кувелаї, відшукали трубку Віньяті. Абсолютні позначки виявлених діатрем змінюються від 950 м (Галанже-II і -III) до 1 420 м (Чихолонго).



Рис. 1. Схема розміщення кімберлітових тіл Південно-Західної Анголи.

Групи трубок: 1 – північна; 2, 3 – проміжна (2 – трубка Очинжау); 4 – південна.

Діатреми мають витягнуту, ізометричну і складну форму, їхній розмір змінюється від кількох десятків до кількох сотень метрів.

Вмісним для кімберлітових трубок поля Галанже є архейський комплекс фундаменту. Решта діатрем проривають нижньопротерозойські утворення: Чихолонго й Шікуатите – анортозити плутону Кунене, а Очинжау, Палуе і Віньяті – інтрузивні сієніти і граніти.

Вік зазначених кімберлітових тіл, як і інших кімберлітів Анголи, крейдовий. За цирконом з порід трубки Галанже-II (уран-свинцевий метод, лабораторія проф. У. Л. Гріффіна, австралійський університет Макуарі) визначено вік  $102,9 \pm 1,7$  млн років; за флогопітом з основної маси кімберліту трубки Шікуатите (калій-аргоновий метод, лабораторія ізотопної геології і геохронології ІГЕМ РАН, Росія) –  $372 \pm 8$  млн років [8].

Кімберлітову трубку Очинжау, площа якої становить 0,7 га (належить до дрібних), розкрито 14 гірськими виробками. За відібраним у них геологічним матеріалом виділено кімберлітові брекчії темно-сірого кольору з автолитою структурою основної маси і три різновиди туфобрекчій: з нерівномірною горизонтально-смугастою текстурою, породи сіро-зеленого кольору з дрібноуламковою структурою і плямистою текстурою, а

також породи голубувато-сірого кольору з дрібно-середньоуламковою структурою. Таку чотирифазову будову трубки дослідники пов'язують з багатостадійністю процесу її формування [6]. Верхня частина тіла складена голубувато-сірою дрібноуламковою брекчією з уламками анортозитів і пісковиків (до 10–15 %); з глибиною переважає автолітова брекчія, яка містить до 30 % ізометричних автолітових виділень розміром 0,5–3,0 см.

У породах зафіксовано типові мінерали-супутники діаманту: пікроільменіт (суттєво домінує), піроп, хромшпінеліди і хромдіюксид.

Наші дослідження присвячені вивченню кори звітрювання трубки Очинжау за допомогою петрографічного, хімічного, рентгеноструктурного і мікрозондового аналізів. Хімічний аналіз порід виконано в лабораторії Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України (аналітик Л. Білик), рентгеноструктурний аналіз – у рентгенівській лабораторії геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка (аналітик А. Дворянський). Склад головних мінералів визначали енергодисперсійним методом на растровому електронному мікроскопі-мікроаналізаторі РЕММА-102-02 (лабораторія науково-технічного і навчального центру низькотемпературних досліджень Львівського національного університету імені Івана Франка, аналітик Р. Серкіз).

Породи кори звітрювання трубки Очинжау представлені, головню, зміненими масивними кімберлітовими брекчіями, які мають буро-сірий колір і порфірову структуру (рис. 2).



Рис. 2. Змінена кімберлітова брекчія з кори звітрювання трубки Очинжау.

Петрографічні й мікрозондові дослідження засвідчили, що магматична складова брекчій інтенсивно змінена. Матрикс породи складений дрібним карбонат-сметкитовим агрегатом, у якому мікрозондовим аналізом діагностовано моноклінні піроксени, калієвий польовий шпат, перовськіт, ільменіт, шпінеліди, магнетит, циркон, апатит. Розмір зерен – від 0,01 до 0,60 мм.

Особливості хімічного складу породи свідчать про характер накладених низькотемпературних мінеральних перетворень і наявність ксеногенного матеріалу, мас. %:  $\text{SiO}_2$  – 31,10;  $\text{TiO}_2$  – 3,40;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 6,46;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 10,20;  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 0,053;  $\text{MnO}$  – 0,15;  $\text{MgO}$  – 10,86;  $\text{CaO}$  – 17,78;  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,54;  $\text{K}_2\text{O}$  – 1,65;  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,70;  $\text{H}_2\text{O}$  – 5,14; в. п. п. – 11,59. Підвищений вміст  $\text{CaO}$  зумовлений наявністю в цементі кальциту й насиченням цементу уламками польових шпатів, а підвищена кількість заліза й титану – наявністю в породі перовськіту й ільменіту. Вміст головних петрогенних компонентів ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) загалом відповідає класичним кімберлітам, незважаючи на велику кількість ксеногенного матеріалу [8]. За хімічним складом брекчії кори звітрювання трубки Очинжау найбільше подібні до аналогічних порід кімберлітових трубок Архангельської діамантоносної провінції [1].

**Моноклінні піроксени** наявні в основній масі породи у вигляді блідо-зелених зерен неправильної, частково ізометричної чи видовженої форми (рис. 3, а). Трапляються облямівки піроксену навколо ільменіту (див. рис. 3, б). У табл. 1 наведені результати мікрозондового аналізу клінопіроксенів, які свідчать про те, що досліджувані мінерали належать до субкальцієвих клінопіроксенів шпінель-піроксенової фації глибинності [7].

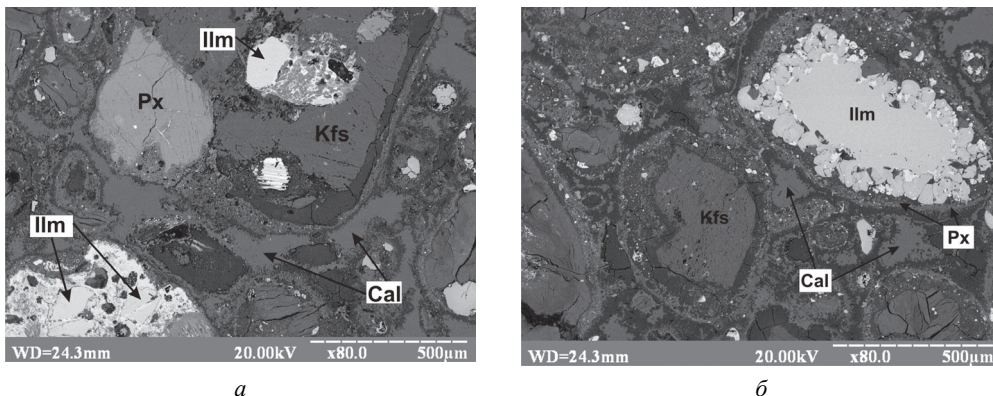
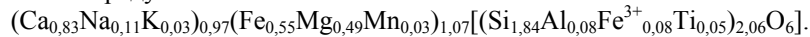


Рис. 3. Зерно піроксену (Px) неправильної форми (а) та розвиток піроксену у вигляді облямівки навколо зерна ільменіту (б) у кімберлітовій брекчії з кори звітрювання. BSE-зображення. Мінерали: Ilm – ільменіт, Kfs – калієвий польовий шпат, Cal – кальцит.

Кристалохімічна формула мінералу засвідчує належність його до піроксену діопсид-геденбергітового ряду:



**Перовськіт** – один із найпоширеніших первинних мінералів основної маси кімберлітів. Він є майже в усіх діатремах відомих діамантоносних провінцій як акцесорний мінерал, а в окремих трубках – і як породоутворювальний. Звичайно в кімберлітах відшукують дві морфологічні відміни перовськіту. Найбільше поширені виділення округло-неправильної форми, які рівномірно розсіяні в матриксі породи, проте їх ніколи не фіксували у вигляді сингенетичних включень у протомінералах, а це підтверджує їхню

субвулканічне походження. Інша морфологічна відміна перовськіту в кімберлітах представлена дрібнозернистими виділеннями в реакційних облямівках по периферії зерен пікроільменіту [2].

Таблиця 1

Хімічний склад та формульні коефіцієнти піроксенів з кімберлітової трубки Очинжау за результатами мікрозондового аналізу, мас. %

Компонент	Номер проби				
	6	7	24	28	31
SiO <sub>2</sub>	42,65	42,45	49,46	49,86	45,58
TiO <sub>2</sub>	2,05	2,06	1,51	2,35	0,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,25	2,04	1,97	1,65	0,97
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0,14	0,35	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,78	4,10	0	0	3,98
FeO	20,26	21,22	6,64	7,77	24,68
MnO	1,63	1,57	0	0	0,88
MgO	3,66	4,10	16,00	15,38	2,98
CaO	20,31	20,40	17,42	18,76	19,70
Na <sub>2</sub> O	1,23	1,11	1,99	2,34	0,45
K <sub>2</sub> O	1,20	0,95	0,16	0,25	0,10
Сума	100,00	100,00	95,29	98,71	100,00
Формульні коефіцієнти					
Si	1,76	1,76	1,92	1,89	1,88
Ti	0,06	0,06	0,04	0,07	0,02
Al	0,11	0,10	0,09	0,07	0,05
Fe <sup>3+</sup>	0,15	0,13	0,00	0,00	0,12
Сума	2,08	2,05	2,05	2,03	2,07
Fe <sup>2+</sup>	0,70	0,73	0,22	0,25	0,85
Mn	0,06	0,06	0,00	0,00	0,03
Mg	0,23	0,25	0,92	0,87	0,18
Сума	0,98	1,04	1,14	1,11	1,06
Ca	0,90	0,90	0,72	0,76	0,87
Na	0,10	0,09	0,15	0,17	0,04
K	0,06	0,05	0,01	0,01	0,01
Сума	1,06	1,04	0,88	0,94	0,91

У кімберлітовій брекчії зони звітрювання трубки Очинжау перовськіт утворює дрібні зерна ізометричної форми в карбонат-сметитовому агрегаті, а також є у зростках з ільменітом і шпінелідами (рис. 4). Отже, чітко розрізняють дві зазначені морфологічні відміни цього мінералу.

Згідно з результатами мікрозондового аналізу (табл. 2), кристалохімічна формула перовськіту така: Ca<sub>0,88</sub>(Ti<sub>1,03</sub>Al<sub>0,01</sub>)<sub>1,04</sub>O<sub>3</sub>.

**Ільменіт** переважає серед мінералів-супутників діаманту в брекчіях кори звітрювання трубки. Він утворює або окремі зерна неправильної форми, або зростки з перовськітом, шпінелідами й магнетитом (рис. 5). Зафіксовано виділення ільменіту монолітної й агрегатної (гранульованої) будови. Практично всі зерна вкриті реакційною облямівкою, у складі якої чітко виділяється перовськіт. Одна з особливостей досліджуваного ільменіту – у ньому низька концентрація магнію і немає хрому (табл. 3). Зазначимо, що низькохромистий ільменіт відомий у включеннях у діаманті, а також у недіамантоносних еклогітах і вебстеритах у флогопіт-піроксен-ільменітовій асоціації [7].

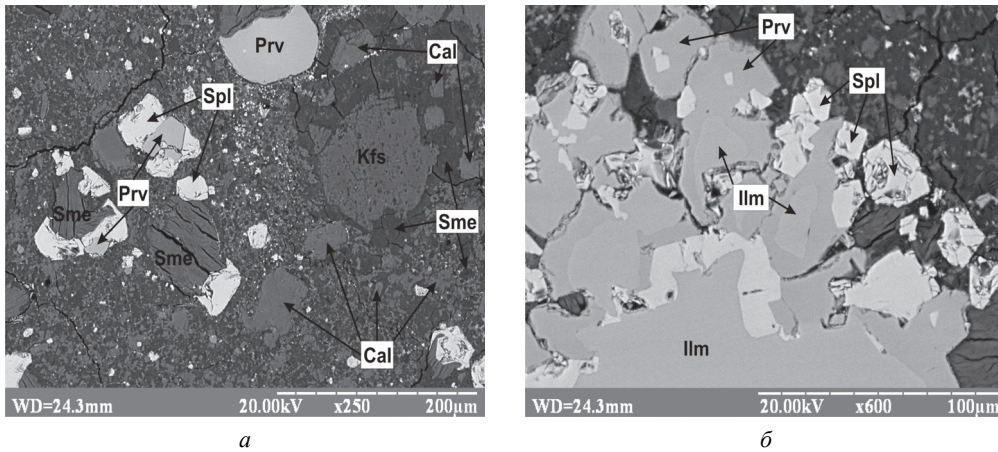


Рис. 4. Ізометричні зерна перовськіту (Prv) у карбонат-сметитовому агрегаті (а) та зростки перовськіту зі шпінелідами й ільменітом (б). BSE-зображення. Мінерали: Cal – кальцит, Sme – смектит, Spl – шпінель, Ilm – ільменіт.

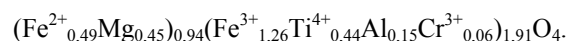
Таблиця 2

Хімічний склад і формульні коефіцієнти перовськіту з трубки Очинжау за результатами мікрозондового аналізу, мас. %

Компонент	Номер проби				
	2	9	10	15	17
SiO <sub>2</sub>	0,51	0,52	0,46	0,25	0,46
TiO <sub>2</sub>	58,31	61,49	61,49	61,94	61,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,89	0,41	0,17	0,28	0,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,96	0	0	0	0
FeO	0	1,42	1,33	0,97	1,04
CaO	39,8	35,63	34,54	35,07	36,53
Na <sub>2</sub> O	0	0,31	0,02	0,31	0
Сума	100,47	99,78	98,01	98,82	99,62
Формульні коефіцієнти					
Ca	0,95	0,86	0,84	0,85	0,88
Na	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Сума	0,95	0,86	0,84	0,86	0,88
Ti	0,98	1,04	1,05	1,05	1,04
Al	0,02	0,01	0,00	0,01	0,01
Fe <sup>3+</sup>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
Сума	1,02	1,05	1,05	1,06	1,04

Обчислена за результатами мікрозондового аналізу кристалохімічна формула ільменіту засвідчує високий вміст у ньому гематитового компонента, тому мінерал можна зачислити до феромагнітного різновиду:  $(\text{Fe}^{2+}_{0,90}\text{Mn}_{0,07})_{0,97}\text{Ti}_{1,02}\text{O}_3$ .

**Шпінеліди** наявні, головнo, у вигляді дуже дрібних (близько 100 мкм) зерен у зростках з перовськітом та ільменітом (див. рис. 4, б); ідіоморфних виділень не зафіксовано. Кристалохімічна формула шпінелідів за результатами мікрозондового аналізу (табл. 4) така:



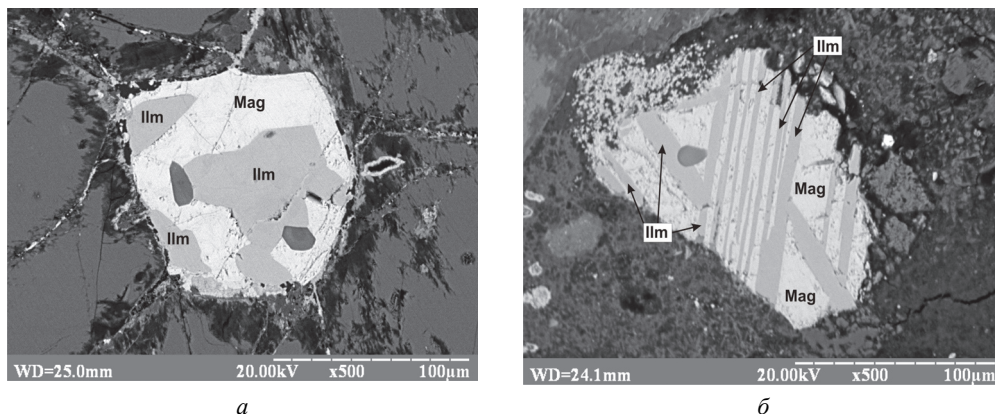


Рис. 5. Зросток ільменіту (Ilm) з магнетитом (Mag) (а) та структури розпаду твердих розчинів ільменіту й магнетиту (б). BSE-зображення.

Таблиця 3

Хімічний склад та формульні коефіцієнти ільменіту  
за результатами мікрозондового аналізу, мас. %

Компонент	Номер проби				Компонент	Номер проби			
	1	3	5	7		1	3	5	7
TiO <sub>2</sub>	53,33	53,59	54,50	54,37	Ti	1,01	1,01	1,02	1,02
FeO	43,52	43,67	41,49	42,94	Fe <sup>2+</sup>	0,92	0,92	0,87	0,90
MnO	3,14	2,75	4,02	2,70	Mn	0,07	0,06	0,09	0,06
Сума	100,00	100,00	100,00	100,00	Сума	0,98	0,98	0,95	0,96

Таблиця 4

Хімічний склад та формульні коефіцієнти шпінелідів  
за результатами мікрозондового аналізу, мас. %

Компонент	Номер проби						
	8	16	18	19	22	26	27
TiO <sub>2</sub>	19,59	17,32	19,13	18,79	15,27	11,96	19,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,50	3,65	3,29	3,36	4,57	5,43	3,22
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,17	1,71	4,09	4,01	0,40	0,17	1,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	46,79	49,22	47,99	47,54	52,99	55,11	45,78
FeO	17,22	18,68	14,41	16,69	18,69	16,60	18,35
MgO	9,72	9,41	9,94	8,56	7,87	8,76	8,58
Сума	100,00	100,00	98,85	98,95	99,78	98,02	97,43
Формульні коефіцієнти							
Ti	0,49	0,49	0,47	0,47	0,39	0,30	0,49
Al	0,10	0,16	0,13	0,13	0,18	0,21	0,13
Cr	0,11	0,05	0,11	0,11	0,01	0,00	0,05
Fe <sup>3+</sup>	1,17	1,39	1,19	1,19	1,34	1,39	1,15
Сума	1,86	2,10	1,89	1,89	1,92	1,92	1,82
Fe <sup>2+</sup>	0,48	0,59	0,40	0,46	0,53	0,47	0,51
Mg	0,48	0,53	0,49	0,42	0,39	0,44	0,43
Сума	0,96	1,12	0,88	0,89	0,92	0,91	0,94

**Смектити** цілком замістили релікти первинних мінералів, містяться в цементувальній масі, утворюють облямівки різної товщини навколо польових шпатів і піроксенів (рис. 6).

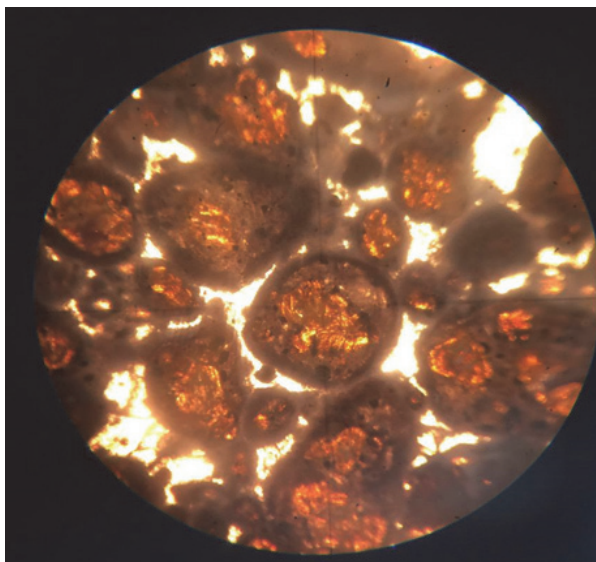
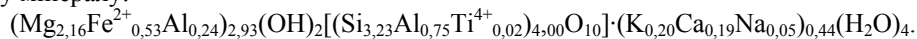


Рис. 6. Розвиток сапоніту по реліктах первинних мінералів. З аналізатором;  $\times 64$ .

За результатами мікрозондового аналізу (табл. 5) обчислено кристалохімічну формулу мінералу:



З формули випливає, що мінерал відповідає сапоніту – магнезійальному триоктаедричному смектиту [3]; це підтверджено рентгеноструктурним аналізом (чітка лінія 060 на дифрактограмі мінералу,  $d = 0,153$  нм).

Наявність сингенних зростків ільменіту й магнетиту (див. рис. 5, а) та зерна зі структурою розпаду твердого розчину магнетит–ільменіт (див. рис. 5, б) дала змогу обчислити температуру мінералоутворення. Зокрема, за хімічним складом ільменіту й магнетиту в сингенному зростку (за ільменіт-магнетитовим геотермометром) визначено температуру мінералоутворення, яка коливається від 484 до 531 °С (табл. 6). Значення температури мінералоутворення, обчислені за хімічним складом ільменіту й магнетиту в зерні зі структурою розпаду твердого розчину, коливаються від 593 до 610 °С (табл. 7).

Отже, кімберлітам трубки Очинжау притаманна така особливість: замість серпентинізації, яка виявлена в кімберлітах багатьох провінцій Світу, простежуються сапонітизація й карбонатизація. Загалом це характерно для діатрем, що оточені порівняно пухкими кварц-польовошпатовими пісковиками, алевролітами й аргілітами.

Аналогом можуть слугувати діамантоносні породи півночі Східноєвропейської платформи, зокрема, Золотицьке кімберлітове поле в Архангельській обл. [1, 4].

Найпоширенішими мінералами сапонітизованих брекчій, крім власне сапоніту, є серпентин, тальк і кальцит. Сапоніт може бути в породах у значному глибинному інтервалі – від поверхні до глибше 700 м. Відомо [8, 9], що в корах звітрювання кімберлітів цього мінералу нема в асоціації з власне монтморилонітом, а також іншими гіпергенними мінералами. Це унеможлиблює формування сапоніту під час гіпергенної стадії.



Таблиця 5

Хімічний склад та формульні коефіцієнти смектитів  
за результатами мікрозондового аналізу, мас. %

Компонент	Номер проби						
	3	4	11	13	14	23	25
SiO <sub>2</sub>	39,47	41,21	45,94	41,55	43,76	40,49	45,61
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,48	0,40	0,36	0,66	0,58	0,15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,05	13,72	9,87	10,66	9,02	10,03	8,53
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0	0	0,09	0,20	0,17	0
FeO	12,02	2,02	3,33	16,48	6,04	15,76	2,09
MnO	0	0,29	0	0	0	0	0
MgO	14,07	20,48	23,48	14,83	21,51	16,01	23,76
CaO	1,31	3,14	3,24	1,73	3,20	1,28	2,62
Na <sub>2</sub> O	0	0	0	0	0,91	0,66	0,44
K <sub>2</sub> O	3,76	0,20	0,39	4,88	0,62	4,50	0
Сума	85,96	81,54	86,65	90,58	85,92	89,48	83,20
Формульні коефіцієнти							
Si	3,08	3,16	3,34	3,19	3,29	3,14	3,41
Ti	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03	0,01
Al	0,90	0,81	0,64	0,79	0,68	0,83	0,57
Сума	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00	4,00
Al	0,49	0,43	0,20	0,17	0,12	0,09	0,18
Fe <sup>2+</sup>	0,79	0,13	0,20	1,06	0,38	1,02	0,13
Mn	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,64	2,34	2,54	1,70	2,41	1,85	2,65
Сума	2,91	2,92	2,94	2,92	2,91	2,97	2,96
Ca	0,11	0,26	0,25	0,14	0,26	0,11	0,21
Na	0,00	0,02	0,00	0,00	0,13	0,10	0,06
K	0,37	0,00	0,04	0,48	0,06	0,45	0,00
Сума	0,48	0,28	0,29	0,62	0,45	0,65	0,27

Таблиця 6

Температура мінералоутворення, визначена за ільменіт-магнетитовим геотермометром  
(у сингенному зростку), за [13], °C

Літературне джерело	Аналіз 2-1	Аналіз 4-3	Аналіз 2-3
A. T. Anderson [11]	485	531	511
I. S. E. Carmichael [12]	484	524	513
D. H. Lindsley, K. J. Spencer [14]	491	531	519
Jr. J. C. Stormer [15]	487	527	515

Таблиця 7

Температура мінералоутворення за ільменіт-магнетитовим геотермометром  
(у зерні зі структурою розпаду твердого розчину), за [13], °C

Літературне джерело	Аналіз 6-7	Аналіз 8-7
A. T. Anderson [11]	600	605
I. S. E. Carmichael [12]	593	600
D. H. Lindsley, K. J. Spencer [14]	600	608
Jr. J. C. Stormer [15]	597	603

Дослідники виділяють дві асоціації сапоніту: з підпорядкованим вмістом тальку та з серпентином. Перша асоціація приурочена, головню, до верхніх горизонтів кімберлітових тіл, друга – до глибоких. Що ж до кори звітрювання трубки Очинжау, то ні тальку, ні серпентину в ній нема, а сапоніт тісно асоціює з кальцитом.

За вмістом  $\text{SiO}_2$  (40–46 мас. %) сапоніт є більш кислим мінералом, ніж серпентин, тому для його утворення потрібне кисліше середовище. Подібна ситуація може статися або під час винесення з системи  $\text{MgO}$ , або в разі привнесення до неї  $\text{SiO}_2$ . Найімовірніше, що реалізований другий варіант, коли відбувалися взаємодія післямагматичних розчинів з ксеногенним матеріалом та їхнє збагачення кремнеземом; такі розчини впливали на олівін або продукти його заміщення, що і приводило до формування сапоніту.

Привертає увагу хімічний склад шпінелідів із брекчій кори звітрювання трубки. Ми не зафіксували класичних хромшпінелідів, притаманних кімберлітам, – з умістом  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  понад 50 % і помірною концентрацією  $\text{TiO}_2$  (3–6 %). Водночас простежується чітка аналогія зі шпінелідами з лампроїтів Західного Кімберлі (Австралія) [4], де визначено достатньо складний еволюційний тренд мінералів цієї групи: спочатку зменшується вміст  $\text{Al}$  і  $\text{Mg}$  за сталої концентрації  $\text{Ti}$  та щораз вищого вмісту  $\text{Cr}$  й  $\text{Fe}$  (тобто відбувається заміщення титаністого магнезійного алюмохроміту титаністим магнезійним хромітом); згодом вміст  $\text{Mg}$  зменшується, а концентрація  $\text{Fe}^{2+}$  збільшується за сталою вмісту  $\text{Cr}$  й  $\text{Ti}$  (від титаністого магнезійного хроміту до титаністого хроміту); нарешті зростає концентрація  $\text{Ti}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  і  $\text{Fe}^{3+}$ , а вміст  $\text{Cr}$  і  $\text{Mg}$  зменшується (титаністий хроміт зазнає заміщення титаністим хромовим магнетитом). На відміну від еволюційного тренда в кімберлітах, у лампроїтових шпінелідах простежують обмежену зміну складу твердого розчину в бік  $\text{MgAl}_2\text{O}_4$ . Шпінеліди з лампроїтів, порівняно з кімберлітовими, більш титаністі, і їхній тренд більше спрямований у бік ульвошпінелі  $\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_4$ –магнетиту  $\text{FeFe}_2\text{O}_4$ , ніж до магнезійної ульвошпінелі–ульвошпінелевого магнетиту.

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Архангельская алмазоносная провинция (геология, петрография, геохимия и минералогия) / [под ред. акад. О. А. Богатикова]. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1999. – 524 с.
2. Геология и генезис алмазных месторождений. Книга 1 / [Б. М. Владимиров, Ю. М. Дауев, Б. М. Зубарев и др.]. – М. : ЦНИГРИ, 1989. – 242 с.
3. Годовиков А. А. Структурно-химическая систематика минералов / А. А. Годовиков. – М. : РАН, Минерал. музей им. А. Е. Ферсмана, 1997. – 247 с.
4. Джейкс А. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии / А. Джейкс, Дж. Луис, К. Смит. – М. : Мир, 1989. – 430 с.
5. Зинчук Н. Н. Особенности постмагматического изменения кимберлитов Восточно-Европейской платформы / Н. Н. Зинчук // Зб. наук. праць УкрДГРІ. – 2014. – № 1. – С. 58–67.
6. Кимберлиты Юго-Западной Анголы / Е. Ф. Романько, В. Т. Подвысоцкий, К. Н. Егоров, Д. Б. Дьяконов. – М. : ЗАО “Геоинфоммарк”, 2005. – 118 с.
7. Новые данные о кимберлитовом магматизме юго-запада Анголы / К. Н. Егоров, Е. Ф. Романько, В. Т. Подвысоцкий [и др.] // Геология и геофизика. – 2007. – Т. 48, № 4. – С. 414–430.

8. Первые данные о кимберлитах Юго-Западной Анголы / Е. Ф. Романько, В. Т. Подвысоцкий, К. Н. Егоров, Д. Б. Дьяконов // Изв. вузов. Геология и разведка. – 2006. – № 4. – С. 29–34.
9. Петрохимия кимберлитов / [А. Д. Харьков, В. В. Зуенко, Н. Н. Зинчук и др.]. – М. : Недра, 1991. – 304 с.
10. Шамшина Э. М. Коры выветривания кимберлитовых пород Якутии / Э. М. Шамшина. – Новосибирск : Наука, 1979. – 152 с.
11. Anderson A. T. Oxidation of the La Blanche Lake titaniferous magnetite deposit / A. T. Anderson // Quebec Journal of Geology. – 1968. – Vol. 76, N 4. – P. 528–547.
12. Carmichael I. S. E. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates / I. S. E. Carmichael // Contrib. Mineral. Petrol. – 1967. – Vol. 14, N 1. – P. 36–64.
13. Lepage Luc D. ILMAT: an Excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry / Luc D. Lepage // Computers & Geosciences. – 2003. – Vol. 29. – P. 673–678.
14. Lindsley D. H. Fe–Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm) / D. H. Lindsley, K. J. Spencer // Abstract AGU Spring Meeting Eos Transactions. American Geophysical Union. – 1982. – Vol. 63, N 18. – 471 p.
15. Stormer Jr. J. C. The effects of recalculation on estimates of temperature and oxygen fugacity from analyses of multicomponent iron-titanium oxides / Jr. J. C. Stormer // Amer. Mineral. – 1983. – Vol. 68, N 5–6. – P. 586–594.

*Стаття: надійшла до редакції 30.03.2017  
прийнята до друку 26.04.2017*

## **FEATURES OF THE CRUST OF WEATHERING ON THE KIMBERLITE PIPE OTHINGAU (SOUTHWEST ANGOLA)**

**B. Manchur, N. Bilyk, S. Bekesha**

*Ivan Franko National University of Lviv,  
4, Hrushevskiyi St., 79005 Lviv, Ukraine  
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

The results of petrographic, X-ray diffraction and microprobe studies of the rocks of the upper horizons of the Othingau kimberlite pipe (Southwest Angola) are presented. The rocks of the crust of weathering are predominantly represented by altered massive kimberlite breccias of the brownish gray colour and porphyry structure. The matrix of the rock is composed of a small carbonate-smectite aggregate, in which monoclinic pyroxenes, potassium feldspar, perovskite, ilmenite, spinellids, magnetite, zircon, apatite have been diagnosed. There is a high content of perovskite, which indicates a specific mineral composition of the kimberlite pipe. Smectite is represented by a trioctahedral species – saponite, which is a more acidic mineral than serpentine, so a more acidic medium is needed for its formation. It is possible that postmagmatic solutions, when interacting with xenogenic material, were enriched with silica and, with their further exposure to olivine or its substitution products, saponite was formed.

The chemical composition of the rock reflects the nature of superimposed mineral low-temperature transformations and the presence of xenogenic material. There is an increased content of CaO due to the presence of calcite in cement and saturation of feldspars with fragments thereof.

The presence of syngenetic intergrowths of ilmenite and magnetite, as well as grains with the structure of the solid solution magnetite–ilmenite decomposition, made it possible to calculate the temperature of mineral formation by the Donald Lindsley geothermometer, which is 484–546 °C in the first case and 593–637 °C – in the second.

*Key words:* kimberlite pipe, crust of weathering, perovskite, saponite, spinellids, ilmenite, geothermometer, Angola.