ISSN 2411-3336; e-ISSN 2541-9404

ЗАПИСКИ ГОРНОГО ИНСТИТУТА
Journal of Mining Institute
Сайт журнала: pmi.spmi.ru



Научная статья

Новая находка алмаза и перспективы коренной алмазоносности Четласского поднятия (Средний Тиман)

А.М.ПЫСТИН[1] ✉, **Ю.В.ГЛУХОВ**[1], **А.А.БУШЕНЕВ**[2]
[1] *Институт геологии им. Н.П.Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия*
[2] *Республиканский центр обеспечения функционирования особо охраняемых природных территорий и природопользования, Сыктывкар, Россия*

Как цитировать эту статью: Пыстин А.М., Глухов Ю.В., Бушенев А.А. Новая находка алмаза и перспективы коренной алмазоносности Четласского поднятия (Средний Тиман) // Записки Горного института. 2023. Т. 264. С. 842-855. EDN GSTWEZ

Аннотация. В ранее слабо изученной юго-восточной части Четласского поднятия на Среднем Тимане в современных русловых отложениях бассейна р. Увью установлено новое проявление минералов-спутников алмаза и обнаружено зерно алмаза. С целью оценки перспектив рассматриваемого района на выявление представляющих практический интерес алмазоносных объектов дана характеристика хромсодержащих пиропов и хромшпинелидов как главных кимберлитовых минералов-спутников алмаза и описано само зерно алмаза. Материалом для исследований послужили 16 шлиховых проб объемом от 8 до 15 л каждая. Минералы изучались с использованием оптической и растровой электронной микроскопии, спектроскопии комбинационного рассеяния, лазерной люминесценции и рентгенографии (метод Дебая – Шеррера). Показано, что среди пиропов, основная часть которых по составу соответствует минералам лерцолитового парагенезиса, встречаются разновидности, принадлежащие дунит-гарцбургитовому парагенезису, в том числе относящиеся к областям фазовой стабильности алмаза. Среди изученных хромшпинелидов установлены хромпикотиты и алюмохромиты, аналогичные по составу тем, которые встречаются в породах типа лерцолитов и гарцбургитов, а также в кимберлитах. Обнаруженное в одной из проб зерно алмаза имеет вид уплощенного сростка с различимыми гранями октаэдра, осложненного поверхностями совместного роста с другими минеральными зернами, которые к настоящему времени не сохранились. Находка алмаза и установленные признаки формирования ореолов минералов-спутников алмаза в русловых отложениях изученного района открывают перспективы обнаружения здесь их коренных источников.

Ключевые слова: Средний Тиман; Четласское поднятие; верхний девон; кольцевая структура; современные русловые отложения; пироп; алмаз

Поступила: 23.09.2022 ***Принята: 23.03.2023*** ***Онлайн: 23.06.2023*** ***Опубликована: 25.12.2023***

Введение. На Тимане одним из наиболее перспективных на обнаружение алмазоносных коренных источников считается район Четласского поднятия [1, 2]. Это заключение основывается на находках минералов-спутников алмаза (МСА) и самих алмазов в современном аллювии рек Косью и Нижняя Пузла, а также установлении в бассейне р. Косью прямых признаков кимберлит-лампроитового магматизма, благодаря работам 50-80-х годов прошлого столетия, связанным с именами Ю.П.Ивенсена, М.И.Осадчука, Ю.Д.Смирнова, Н.А.Румянцевой, В.Г.Черного, Р.С.Контаровича и многих других геологов [3, 4]. Кроме того, В.Г.Черным в шлифе лампрофира из керна скважины, пробуренной на Косьюском поисковом участке (бассейн р. Косью), был обнаружен маленький обломок алмаза [5], а Т.Г.Шумиловой с соавторами [6] в карбонатитах Косьюского массива установлены псевдоморфозы графита по алмазу. Тем не менее проблема коренных источников алмаза в данном районе и в целом на Тимане остается нерешенной.

В последнее десятилетие обобщен материал по геологии и минеральным ресурсам Тимана, включая Средний Тиман [7]. Получены новые данные о возрасте интрузивных пород [8-10] и стратифицированных отложений [11-13]. Выполнен большой объем минералогических исследований, особенно на известном алмазопроявлении Ичетъю, расположенном к востоку от Четласского

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 264. С. 842-855
© А.М.Пыстин, Ю.В.Глухов, А.А.Бушенев, 2023

поднятия на Вольско-Вымской гряде [14-16]. При этом основное внимание, наряду с алмазом, уделено ассоциирующим с ним циркону и рутилу [17-19]. Получены новые данные о литологическом составе и минералогических особенностях алмазоносных отложений Южного Тимана [20]. В прогнозировании алмазоносности как платформенных [21-23], так и складчатых [24, 25] областей накоплен положительный опыт использования типоморфных особенностей кимберлитовых спутников алмаза (пиропов, хромшпинелидов, пикроильменитов и др.), образующих шлиховые потоки в полях развития продуктивного магматизма. Разработаны поисковые модели коренных месторождений алмаза, в том числе для севера Восточно-Европейской платформы [26]. Развиваются альтернативные представления о генезисе алмазов [20, 27]. Все это создает предпосылки для продолжения работ по алмазной тематике, в том числе решения проблемы коренных источников тиманских алмазов.

В 2017 г. в юго-восточной части Четласского поднятия были установлены кольцевые структуры центрального типа [28]. Они были выделены на основании результатов изучения фондовых и опубликованных геолого-геофизических материалов и выполненных дополнительных работ по дешифрированию космических снимков с использованием методики диагностики тел трубчатого типа, разработанной во ВСЕГЕИ [29]. Элементы кольцевой структуры выделяются различным фототоном, цветовой окраской, фоторисунком, конфигурацией гидросети. Отмечается резкое исчезновение прямолинейных линеаментов (предположительно разломов) вблизи контуров колец.

Учитывая различную геологическую позицию кольцевых структур, можно предположить, что они могут быть образованы разновозрастными трубчатыми телами. Основная часть кольцевых структур пространственно связана с областями распространения верхнедевонских вулканогенно-осадочных толщ (рис.1). Это может указывать на возможность возрастной корреляции с толщами предполагаемых трубчатых тел, сформировавших кольцевые структуры. Возможные трубки взрыва ассоциируются с центральными частями выделенных кольцевых структур, обладающих наличием в их центральных частях фигуры, близкой к кругу, диаметром до 1000 м. Краевые части кольцевых структур могут быть отражением формирования метасоматических ореолов вокруг кимберлитовых трубок или связаны с тектоническими нарушениями, сформировавшимися при внедрении трубок.

В 2017-2018 гг. авторами статьи было выполнено шлиховое опробование современных русловых отложений некоторых водотоков на двух участках в районе развития наиболее многочисленной группы кольцевых структур, которую назвали Увьюской (рис.1). Во всех отобранных пробах, за исключением одной, были установлены зерна пиропа, а в одной из проб при осмотре тяжелой немагнитной фракции концентрата под бинокулярным микроскопом МБС-9 с ультрафиолетовой подсветкой найдено зерно алмаза. В целом в концентратах проб среди минералов, ассоциирующих с пиропами, доминируют гранаты разного состава, ставролит, амфиболы, кианит, ромбические и моноклинные пироксены (в том числе хромдиопсиды), эпидот, ильменит, рутил, циркон, отмечаются хромшпинели, благородная шпинель, корунд, кордиерит, апатит, бадделеит, лопарит, вюстит, перовскит, титанит, пирит, халькопирит, изредка встречается самородное золото.

Краткая информация о результатах минералогического изучения шлиховых проб приведена в статье [30]. Более подробно результаты этой работы показаны в настоящей публикации, цель которой – способствовать приданию нового импульса инициативным и поисковым работам на алмазы на Среднем Тимане с вовлечением, в том числе, новых, ранее слабо изученных участков этого района.

Методы и материал исследований. Шлиховые пробы были отобраны из современных (голоценовых) русловых песчаных, песчано-гравийных отложений р. Увью и ее правобережных притоков, расположенных в основном выше по течению от устья руч. Гнилая Увью (правобережный приток р. Увью), а также безымянного левобережного притока р. Мезень, впадающего на 8 км выше устья р. Увью, в районе местечка Избы Озерки (рис.1). Всего было отобрано 16 проб объемом от 8 до 15 л каждая, в том числе 14 проб из русловых отложений р. Увью и ее притоков (участок А) и две пробы из русловых отложений безымянного ручья в районе местечка Избы Озерки (участок Б). Пробы отбирались как на отмелях, так и в пристрежневых частях указанных водных объектов на глубине не более 0,2-0,3 м от поверхности отложений.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

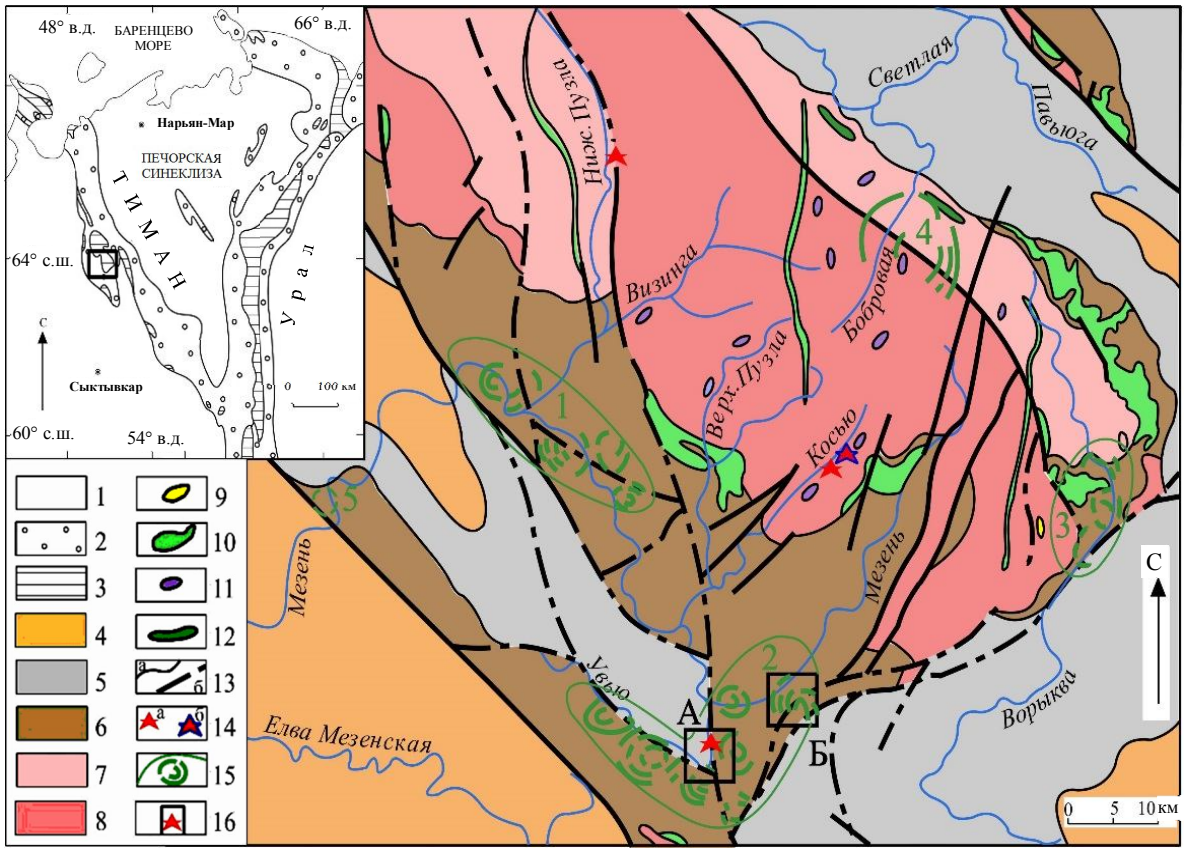


Рис.1. Схема расположения кольцевых структур в юго-восточной части Четласского поднятия (Средний Тиман). Составлена по материалам геологических съемок с учетом данных дешифрирования космоснимков

На врезке 1-3: 1 – мезо-кайнозойский платформенный чехол; 2 – палеозойские комплексы; 3 – докембрийские комплексы; квадратом выделена юго-восточная часть Четласского поднятия; на схеме 4-16: 4 – пермские отложения, нерасчлененные (известняки, доломитизированные известняки и доломиты); 5 – каменноугольные отложения, нерасчлененные (известняки, доломитизированные известняки и доломиты); 6 – верхнедевонские отложения, нерасчлененные (песчаники, алевро-глинистые сланцы, туфы); 7, 8 – отложения верхнего рифея: 7 – быстринская свита (доломиты, доломитовые известняки, песчаники и алевролиты с пачками глинистых сланцев и прослоями гравелитов и конгломератов, в нижней части разреза – маломощные (до 3 м) согласные тела метатуфов и метатуффитов основного состава), 8 – четласская серия (хлорит-серицит-кварцевые сланцы, алевросланцы, алевролиты, кварцитопесчаники и кварциты); 9-12 – магматические комплексы: 9 – раннепермский высококалиевых трахитов, 10 – позднедевонский долерито-базальтовый, 11 – позднерифейско-вендский щелочных пикритов, лампрофиров (биотит-флогопитовых слюдитов), 12 – позднерифейский метадолеритовый; 13 – геологические границы: а – стратиграфических подразделений и интрузивных тел, б – разрывных нарушений; 14 – известные находки алмазов: а – в современных аллювиальных отложениях, б – в щелочных ультраосновных породах; 15 – кольцевые структуры; 16 – участки опробовательских работ (звездочкой показано местоположение пробы с зерном алмаза); зелеными цифрами обозначены группы кольцевых структур (1 – Мезенская, 2 – Увьюская, 3 – Ворыквинская) и одиночные кольцевые структуры (4 – Бобровская, 5 – Кипрейская)

При изучении проб основное внимание уделялось наличию и количественному содержанию в них пиропа как основного МСА, а также поискам самого алмаза (табл.1). Повышенные (8 и более зерен на 10 л пробы) содержания зерен пиропа были установлены в трех пробах, отобранных в пристрежневой части р. Увью. В одной из них, наиболее богатой пиропами (проба 36), обнаружено зерно алмаза. В этой пробе были выделены и изучены хромшпинелиды. В остальных пробах, отобранных из русловых отложений р. Увью и ее притоков, содержание зерен пиропа варьируется в пределах от 1 до 6 зерен на 10 л пробы. В пробах, отобранных из русловых отложений безымянного ручья в районе местечка Избы Озерки, истоки которого огибают центральный контур одной из кольцевых структур Увьюской группы, максимальное содержание пиропа составляет шесть зерен на 10 л пробы.

Лабораторные исследования минералов проводились на базе ЦКП «Геонаука» Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН. Представлены результаты изучения пиропа как основного МСА, хромшпинелидов и впервые найденного в аллювии р. Увью алмаза. Фотоизображения

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 264. С. 842-855
© А.М.Пыстин, Ю.В.Глухов, А.А.Бушенев, 2023

минеральных зерен получены при использовании оптических микроскопов МБС-9 (цифровой фотоаппарат SonyCyber-shot DSC-W830), NikonEclipse LV100ND (цифровая камера DS-L3). Ультрафиолетовая подсветка осуществлялась лампой ДРК-120. Детали поверхности и элементный состав изучались при помощи растрового электронного микроскопа Tescan VEGA 3 LMN с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450 и приставкой EBSD (рабочее напряжение 20 кВ, напыление углеродом). Приведены наиболее типичные химические составы минералов.

Спектры комбинационного рассеяния (КР) света и лазерной люминесценции (ЛЛ) алмаза регистрировались на спектрометре LabRam HR800 (HoribaJobinIvon), возбуждение красным ($\lambda_{возб}$ = 633 нм) и зеленым ($\lambda_{возб}$ = 488 нм) лазером, температура образца 300 K. Структурные характеристики алмаза получены при помощи аппаратуры для проведения рентгеновского дифракционного анализа на приборе АРОС (Аппарат рентгеновский острофокусный), Cu-анод, ток 10 мА, напряжение 30 кВ, фильтрование не проводилось, камера Дебая – Шеррера (радиус 28,65 мм). Параметры элементарной ячейки рассчитывались методом наименьших квадратов.

Результаты и обсуждение. *Пиропы*. В концентратах всех шлиховых проб, за исключением пробы 31, установлены и выделены пиропы. Минерал характеризуется преимущественно лиловым цветом и имеет различные цветовые оттенки (включая красноватые, розоватые, фиолетовые) и цветовую насыщенность (рис.2). По максимальному размеру пиропы варьируются от 0,24 до 0,61 мм. Их среднегеометрические размеры изменяются от 0,13 до 0,33 мм, соответствующие им классы крупности от +0,1 до +0,25 и от +0,25 до +0,5 мм.

Для индивидов пиропов характерны удлиненно-уплощенная форма зерен, округло-угловатый или угловато-округлый облик (рис.2), и они, как правило, не обладают кристаллографическими формами, встречающимися у минералов группы граната.

В выборке пироповых гранатов встречается довольно много зерен округлой формы. Предполагается, что образование разных по форме зерен граната (от шарообразных до уплощенных овальных) может происходить в эндогенных обстановках при оплавлении в результате взаимодействия минералов с кимберлитовым расплавом [31]. Среди пироповых гранатов также обнаруживаются экземпляры со специфичными остроребериными телесными формами и криволинейными поверхностями (рис.2, *д*, *у*, *ц*), которые в литературе, посвященной минеральным спутникам алмаза, описываются как кубоиды [22, 31].

Таблица 1

Содержание пиропа и алмаза в шлиховых пробах

Номер пробы	Объем пробы, л	Результаты просмотра	
		Пироп, шт.	Алмаз, шт.
Участок А			
12	10	3	0
13	10	1	0
27	7	2	0
28	8	1	0
31	10	0	0
32	10	2	0
33	7	8	0
36	15	22	1
37	15	6	0
38	10	4	0
41	10	15	0
42	10	3	0
43	10	4	0
44	10	1	0
Участок Б			
39	10	2	0
40	10	6	0

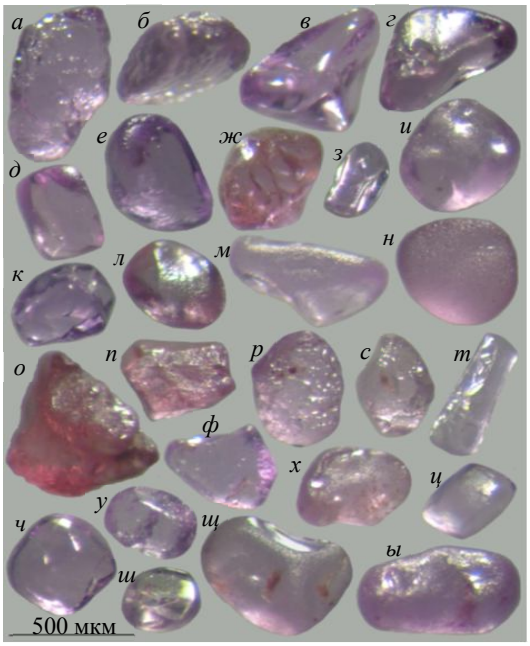


Рис.2. Морфология и поверхность пиропов (оптический микроскоп МБС-9): *а-н* – зерна пиропов из пробы 36, в которой обнаружен алмаз. Типоморфные элементы морфологии и поверхности пиропов: *д*, *у*, *ц* – кубоиды; *в*, *г*, *е-и*, *л*, *н*, *ч*, *ш* – овализация; *в*, *г*, *ж-и*, *л*, *у*, *ч*, *ш* – зеркальный блеск; *а*, *б*, *е*, *п*, *с*, *у* – бугорчатость (пузырчатость); *р* – черепитчатость; *з*, *к*, *о*, *п*, *т*, *ф*, *ч*, *щ* – свежий скол; *г*, *и*, *т*, *х*, *ы* – выбоина; *д*, *п* – неизношенное ребро; *г*, *ж*, *и-н*, *у-ч*, *щ*, *ы* – матировка изношенного ребра и сторон зерна; *р*, *с*, *ф*, *х*, *щ*, *ы* – бурые пигментные пятна

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Как было ранее установлено [31], кубоиды пиропов представляют собой предельные формы гипергенного растворения. Однако можно полагать, что кубоиды могут встречаться не только в промежуточных коллекторах, но и в затронутых эрозией и элювизированных верхних частях кимберлитовых тел. Поверхность зерен пиропов, не подвергавшихся интенсивному экзогенному механическому износу, возникающему при транспортировке, сохранила разнообразный специфичный микрорельеф – черепитчатый (рис.2, *р*), бугорчато-пузырчатый (рис.2, *а*, *б*, *е*, *п*, *с*, *у*) и т.п. При осмотре зерен пиропов под оптическим микроскопом нередко проявляется характерный зеркальный блеск (рис.2, *в*, *г*, *ж-и*, *л*, *у*, *ч*, *ш*). Сравнение морфологии и поверхности пиропов, не подвергавшихся интенсивному экзогенному механическому износу, из имеющихся в нашем распоряжении шлиховых проб с пиропами из верхней элювизированной части трубки Водораздельная (Средний Тиман, Вольско-Вымская гряда, Умбинское кимберлитовое поле) свидетельствует об их схожести. На поверхности некоторых зерен имеются пигментные бурые пятна (рис.2, *р*, *с*, *ф*, *х*, *щ*, *ы*). Возможно, это «просвечивают» невскрытые минеральные включения. Именно в похожих по облику пиропах установлены минеральные включения хромшпинели, ортопироксена (энстатита) и железо-магнезиальной слюды (табл.2). В одном случае на поверхности пиропа обнаружены келифитоподобные фрагментарные наросты с неясной по минеральной принадлежности углеродсодержащей фазой и микровыделениями халькопирита.

Таблица 2

Химический состав микровключений в пироповых гранатах и хромшпинелидах, мас.%

Номер п/п	Компонент									Сумма	Минерал
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O		
1	58,30	–	1,26	0,36	4,06	37,08	0,20	–	–	101,26	Ортопироксен (энстатит) $(Mg_{1,88}Fe_{0,11}Ca_{0,01})_2(Si_{1,94}Al_{0,05}Cr_{0,01})_2O_6$
2	57,82	–	1,14	0,42	3,85	36,66	0,16	–	–	100,05	Ортопироксен (энстатит) $(Mg_{1,88}Fe_{0,11}Ca_{0,01})_2(Si_{1,94}Al_{0,05}Cr_{0,01})_2O_6$
3	56,78	–	1,28	0,43	4,95	35,72	0,30	–	–	99,46	Ортопироксен (энстатит) $(Mg_{1,85}Fe_{0,14}Ca_{0,01})_2(Si_{1,94}Al_{0,05}Cr_{0,01})_2O_6$
4	39,71	0,52	16,36	0,34	16,20	4,41	0,87	3,20	0,44	82,05	Железо-магнезиальная слюда $(K_{0,31}Na_{0,06})_{0,37}(Fe_{1,02}Mg_{0,49}Al_{0,45}Ca_{0,07}Ti_{0,03}Cr_{0,02})_{2,08}AlSi_3O_{10}(OH,F)_2$
5	47,89	4,43	3,95	1,28	7,24	17,79	18,95	0,13	0,56	102,22	Клинопироксен (диопсид) $(Mg_{0,98}Ca_{0,75}Fe_{0,22}Na_{0,04}K_{0,01})_2(Si_{1,68}Al_{0,16}Ti_{0,12}Cr_{0,04})_2O_6$
6	36,87	6,73	3,96	8,57	10,75	14,83	16,65	0,24	0,45	99,05	Клинопироксен (диопсид) $(Mg_{0,88}Ca_{0,71}Fe_{0,36}Na_{0,04}K_{0,01})_2(Si_{1,38}Cr_{0,25}Ti_{0,19}Al_{0,18})_2O_6$
7	38,57	0,75	19,12	0,88	14,75	15,58	–	7,53	–	97,18	Железо-магнезиальная слюда $K_{0,75}(Fe_{0,96}Mg_{1,81}Al_{0,75}Ti_{0,04}Cr_{0,05})_{3,61}AlSi_3O_{10}(OH,F)_2$
8	51,16	0,78	4,95	0,92	3,79	16,99	21,72	–	0,42	100,73	Клинопироксен (диопсид) $(Mg_{0,96}Ca_{0,89}Fe_{0,12}Na_{0,03})_2(Si_{1,76}Al_{0,20}Ti_{0,02}Cr_{0,02})_2O_6$
9	–	–	–	0,68	5,53	17,33	28,47	–	–	52,01	Доломит $Ca(Mg_{0,85}Fe_{0,15})(CO_3)_2$

Примечания. Все анализы относятся к пробе 36; номера 1-4 – включения в пироповых гранатах, 5-9 – включения в хромшпинелидах.

У пиропов, подвергшихся экзогенному механическому износу, видна специфическая матировка ребер или сторон зерен (рис.2, *г*, *ж*, *и-н*, *у-ч*, *щ*, *ы*). Изучение данной поверхности под электронным микроскопом показывает, что она изобилует хаотически расположенными разнородными ямками механических повреждений. Механический износ зерен пиропа мог происходить при транспортировке как в современных водотоках, так и на стадии возможного формирования промежуточных коллекторов. Отметим, что в конце 80-х годов прошлого столетия в южной части Обдырского поднятия, расположенного в нескольких десятках километров к юго-востоку от изученного района, в базальной терригенной толще визейско-серпуховского разреза при специализированных работах на поиски коренных источников алмазов, проводимых под руководством Л.П.Бакулиной, были установлены МСА – пиропы, пикроильмениты и хромшпинелиды. На Четласском поднятии базальные терригенные отложения этого возрастного уровня относятся

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 264. С. 842-855
© А.М.Пыстин, Ю.В.Глухов, А.А.Бушенев, 2023

к тимшерской свите, залегающей со стратиграфическим перерывом на различных горизонтах верхнего девона, фрагментами – с размывом на метаморфических образованиях верхнего протерозоя.

Изучение особенностей химического состава выделенных нами 80 зерен пиропов (по 97 локальным анализам) показывает, что общий диапазон концентраций MgO в минерале изменяется от 17 до 24 мас.%. Соответствующий интервал содержаний расчетного пиропового минала 48,7-77,9 %. Зональность в распределении магния в зернах граната отсутствует. Содержание Cr_2O_3 в них варьируется от 0,9 до 8,7 мас.%. Примерно в 20 % проанализированных зерен пиропа отмечается зональность распределения хрома – уменьшение концентрации от центра к краю. Количество кноррингитового минала составляет 2,9-24,9 %. Содержание FeO в пиропах – 6,4-10,8 мас.%, что соответствует 12,7-21,4 % альмандинового минала, а количество CaO – 1,23-7,12 % (3,1-18,2 % гроссулярового минала).

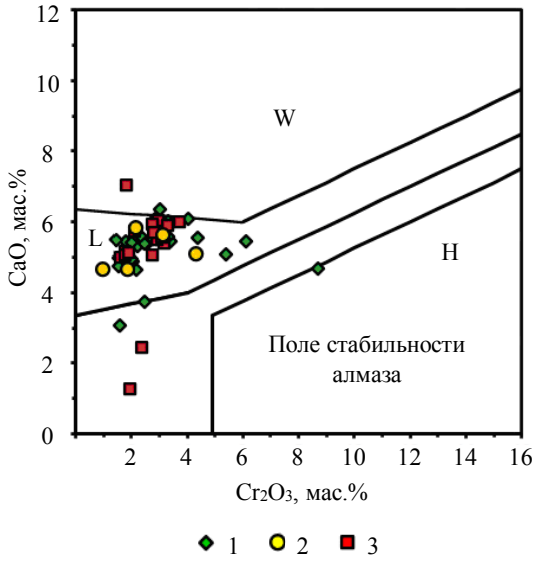


Рис.3. Составы лиловых хромсодержащих пиропов р. Увью и ее притоков (1), безымянного ручья в местечке Избы Озерки (2) и алмазсодержащей пробы 36 устья р. Увью (3) в полях пироповых гранатов различных парагенезисов на диаграмме Н.В.Соболева [35]

W – верлиты; L – лерцолиты; H – дуниты и гарцбургиты

Различия пиропов по содержанию магния, вероятно, связаны с их первоначальной принадлежностью к разным материнским породам, а по концентрации хрома и кальция, кроме того, с возможным проявлением метасоматоза [32-34]. В числе малых примесей в пиропах постоянно регистрируется небольшое количество марганца (от 0,2 до 0,8 мас.% MnO). Соответствующий расчетный вклад спессартинового компонента не превышает 1,5 %. Спорадически в пиропах обнаруживается присутствие титана (до 0,86 мас.% TiO_2), в одном случае зафиксированы следы скандия (0,15 мас.% Sc_2O_3).

Фигуративные точки составов пиропов показаны на дискриминантной диаграмме Н.В.Соболева (рис.3). Для построения диаграммы использованы локальные анализы всех выделенных зерен пиропов. Типичные составы пиропов, которые можно отнести к различным породным парагенезисам, приведены в табл.3.

На дискриминантной диаграмме фигуративные точки составов большинства анализов пиропов формируют компактный «рой» точек по хрому и кальцию, который находится в узком диапазоне значений 1,2-4,0 Cr_2O_3 и 4,3-6,1 мас.% CaO в лерцолитовом поле и частично пересекает верхнюю границу этого поля. К основной группе примыкают две небольшие группы пиропов, создающих два тренда составов. В одной такой группе видна значительная вариация по кальцию при относительном постоянстве содержаний по хрому. В этой и основной группах находятся все пиропы из пробы 36, в которой было найдено наибольшее число этого минерала и обнаружен алмаз. Во второй группе, наоборот, имеется заметная вариация по хрому при определенном постоянстве содержаний по кальцию. Подавляющая часть изученных пиропов относится к лерцолитовому парагенезису. Точки составов двух пиропов с повышенным содержанием кальция находятся в поле верлитового парагенезиса. Несколько точек пиропа с пониженными концентрациями кальция локализовались в дунит-гарцбургитовом поле. Одна точка состава этого минерала оказалась в поле стабильности алмаза. Такое распределение составов пиропов может быть связано с их поступлением в русловые отложения из разных источников.

По химико-генетической классификации гранатов ультраосновного и эклогитового парагенезисов Архангельской алмазоносной провинции [21] основная часть имеющихся в нашем распоряжении пиропов отвечает по составу гранатам из алмазоносных равномерно-зернистых лерцолитов, меньшая (около 8 %) – алмазоносным перидотитам с высоко- и среднехромистым гранатом. Хотя собственно лерцолитовые пиропы в Архангельской алмазоносной провинции не являются признаком богатых на алмазы трубок, встречается эта группа гранатов в них достаточно часто [23].

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

© А.М.Пыстин, Ю.В.Глухов, А.А.Бушенев, 2023

Таблица 3

Химический состав гранатов, мас.%

Компонент	Номер пробы/зерна						
	36/1		36/12		36/18		41/1
	c	*r*	*c*	*r*	*c*	*r*	–
SiO_2	41,54	41,55	41,72	41,81	42,69	42,52	41,09
Al_2O_3	22,42	22,78	22,44	22,80	23,07	23,16	17,61
Cr_2O_3	1,94	1,73	1,92	1,88	2,05	1,89	8,69
FeO	8,12	7,84	7,71	7,86	7,11	6,98	7,00
MnO	0,40	0,47	0,32	0,37	0,39	0,26	0,29
MgO	18,70	18,78	20,34	20,41	23,95	23,89	20,74
CaO	7,12	6,97	5,12	5,10	1,29	1,23	4,69
Сумма	100,26	100,12	99,57	100,23	100,55	99,93	100,11
Si^{4+}	2,975	2,973	2,983	2,972	2,981	2,982	2,978
Ti^{4+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Al^{3+}	1,890	1,918	1,889	1,907	1,896	1,912	1,502
Fe^{3+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Cr^{3+}	0,110	0,098	0,108	0,105	0,113	0,105	0,497
Fe^{2+}	0,486	0,468	0,460	0,467	0,415	0,409	0,424
Mn^{2+}	0,024	0,028	0,019	0,022	0,023	0,015	0,018
Mg^{2+}	1,994	2,000	2,166	2,160	2,490	2,495	2,238
Ca^{2+}	0,546	0,534	0,392	0,388	0,097	0,092	0,364
Alm	16,2	15,6	15,3	15,6	13,8	13,6	14,1
Sps	0,8	0,9	0,6	0,7	0,8	0,5	0,6
Grs	18,2	17,8	13,1	12,9	3,2	3,1	12,1
Py	60,0	60,8	65,8	65,7	76,3	77,9	48,7
Knor	5,5	4,9	5,4	5,3	5,7	5,2	24,9
Sum	100,7	100,0	100,3	100,2	99,8	100,4	100,5

Примечания. Анализы 36/1 относятся к верлитовому, 36/12 – лерцолитовому, 36/18, 41/1 – дунит-гарцбургитовому парагенезисам; *c* – центр и *r* – край зерна.

Хромшпинелиды. В шлиховых пробах зерна минералов из группы шпинели, представленных главным образом хромшпинелидами, легко узнаются по характерному октаэдрическому габитусу, смолисто-черному цвету (иногда с буроватым оттенком), раковистому излому со стеклянным блеском. По размеру зерна варьируются от 0,15 до 0,6 мм и обычно устанавливаются в гранулометрических классах крупности от +0,1 до +0,25 и от +0,25 до +0,5 мм.

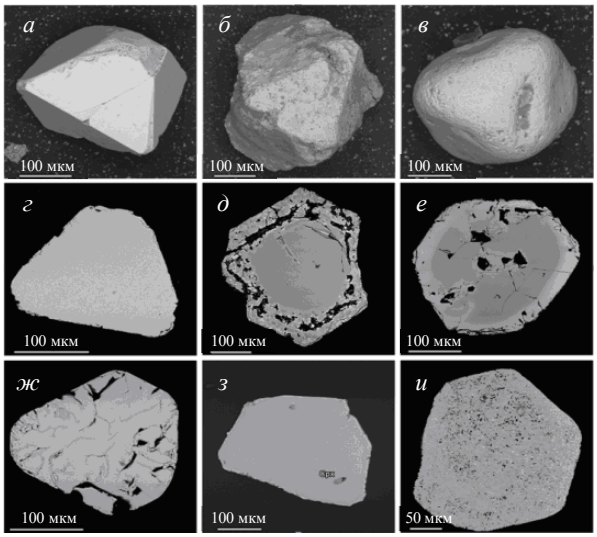


Рис.4. Морфология, внутреннее строение и микровключения хромшпинелидов (сканирующий электронный микроскоп Tescan VEGA 3LMN: обратнорассеянные электроны)

Морфологически хромшпинелиды представлены округло-угловатыми, угловатыми и угловато-оскольчатыми зернами (рис.4). Октаэдрический габитус ясно различим только у половины экземпляров. Помимо граней октаэдра присутствуют грани ромбододекаэдра, реже грани других простых форм. Отмечаются редкие двойниковые сростки. У некоторых зерен хромшпинелидов отчетливо виден коррозионный микрорельеф (рис.4, *б*).

Зерна группы шпинели отчетливо различаются между собой по внутреннему строению, которое коррелируется с особенностями их состава и отчасти с морфологией. Выделяются две основные группы зерен.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 264. С. 842-855
© А.М.Пыстин, Ю.В.Глухов, А.А.Бушенев, 2023

Первая самая многочисленная группа (до двух третей всей выборки, составляющей 34 зерна) представлена эвгедральными октаэдрическими индивидами хромшпинелидов (рис.4, *а-в*), выделяющимися из общей массы характерным воронено-черным цветом. По размеру они относительно крупные, а по степени окатанности слабоокатанные. Морфологической спецификой этой группы является повышенная встречаемость ангедральных оскольчатых индивидов (до половины экземпляров), а также наличие единичных хорошо округленных зерен (рис.4, *в*). Подавляющая часть хромшпинелидов данной группы имеет однородное внутреннее строение (рис.4, *г*). В единичных примерах на срезах зерен видна маломощная эпигенная кайма (рис.4, *д*, *е*), которая резко граничит с внутренней областью зерна. В кайме, как правило, больше железа (вклад магнетитового минала) и меньше магния и алюминия (доли шпинелевого минала). В отдельных случаях по характерному выкрашиванию препарированных срезов выявляются индивиды, у которых наблюдается специфичное трещинно-блочное строение (рис.4, *ж*), причина которого, очевидно, в напряженном состоянии кристаллического зерна, обуславливающего его хрупкость. Довольно часто в хромшпинелидах встречаются минеральные включения (рис.4, *з*).

В табл.4 приведены только наиболее типичные составы проанализированных хромшпинелидов. Составы всей выборки хромшпинелидов (исключая экземпляры, существенно обогащенные титаном) размещены на комбинированной тригонограмме Al^{3+}-Cr^{3+}-Fe^{3+}-Mg^{2+}-Fe^{2+} (рис.5). С учетом полученных нами 50 анализов этого минерала установлено, что основная часть зерен хромшпинелидов варьируется от разновидностей, обогащенных шпинелевым компонентом (хромпикотит, включая более железистый субферрихромпикотит), до существенно обогащенных хромитовым миналом (алюмохромит, включая более железистый субферриалюмохромит). Для этих разновидностей хромшпинелидов характерны периодическое присутствие небольшой примеси титана (0,2-0,8 мас.% TiO_2) и ванадия (0,2-0,5 мас.% V_2O_3), спорадически отмечается цинк (0,3-6,9 мас.% ZnO). В единичных случаях в составе минерала установлено присутствие следов никеля (0,3 мас.% NiO) и марганца (0,6 мас.% MnO). В этой группе встречаются также экземпляры с высокой долей хромитового и магнетитового минала – хромиты и хроммагнетиты (включая феррихромит, субалюмоферрихромит, субалюмохроммагнетит, ферриалюмохромит). Как и другие хромшпинелиды, они имеют характерный черный цвет и жирный блеск. Морфологически и анатомически они аналогичны описанным хромпикотитам и алюмохромитам, однако при этом хромиты и хроммагнетиты явно более округлены (см. рис.4, *в*). Еще одна отличительная особенность хромитов и хроммагнетитов выразилась в их меньших размерах. Они были выявлены только в классе от +0,1 до +0,25 мм. Ребра и вершины этих кристаллических индивидов значительно изношены. В их составе отмечается периодическое присутствие титана (0,3-6,6 мас.% TiO_2), встречается цинк (0,5-0,9 мас.% ZnO), спорадически фиксируются следы никеля (0,2-0,4 мас.% NiO), ванадия (0,2-0,3 мас.% V_2O_3) и марганца (0,4-0,9 мас.% MnO).

Спецификой хромпикотитовых и алюмохромитовых хромшпинелидов является относительно частая встречаемость (примерно в каждом третьем зерне) силикатных микровключений. Зафиксирован также один случай обнаружения доломитового включения. Силикатные включения представлены преимущественно микрофазами пироксенов (клинопироксенов), а также силикатами, близкими по составу к слюдам или амфиболам (для определения их видовой минеральной принадлежности необходимо проведение специальных исследований).

Клинопироксены варьируются по размерам от 2-3 до 20 мкм. По составу это магний-кальциевые пироксены, данные по которым удовлетворительно рассчитываются на диопсидовую формулу (хромдиопсид). Они также содержат железо (от 3,8 до 10,8 % FeO). Хром в них варьируется от 0,9 до 8,6 мас.% Cr_2O_3. Отмечается также примесь титана (от 0,8 до 6,7 мас.% TiO_2). Среди следовых примесей в минерале отмечается калий (0,1-0,2 мас.% K_2O), натрий (0,4-0,6 мас.% Na_2O). Ленточные или слоистые силикаты (слюдоподобные) различаются по составу – встречены магний-железистые и железо-магниевые. Характерная их особенность – повышенное содержание калия (3,2-7,5 мас.% K_2O). В них отмечается примесь титана (0,52-0,75 мас.% TiO_2) и хрома (0,34-0,88 мас.% Cr_2O_3). В магний-железистом силикатном включении также установлена примесь натрия (0,4 мас.% Na_2O).

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Таблица 4

Химический состав хромшпинелидов, мас.%

Компонент	Номер зерна							
	1	2	3		4		5	
	–	–	*c*	*r*	*c*	*r*	*c*	*r*
TiO_2	–	0,29	0,38	0,60	0,22	–	–	–
Al_2O_3	28,54	24,20	26,95	28,80	14,95	14,68	9,41	9,46
Cr_2O_3	42,69	43,35	41,19	37,51	47,76	48,05	61,55	60,26
FeO	12,79	18,00	13,25	15,33	33,07	32,11	21,60	22,96
MgO	15,48	13,26	17,43	16,77	3,89	3,72	7,88	6,01
Сумма	99,50	99,94*	99,20	99,01	100,40*	99,04*	100,44	99,55*
Тип Хш	АХр	АХр	АХр	СФХП	СФАХ	АХр	Хр	Хр

Компонент	6		7		8		9	
	c	*r*	*c*	*r*	*c*	*r*	*c*	*r*
TiO_2	0,67	0,65	0,48	0,48	6,56	3,28	0,57	0,53
Al_2O_3	5,29	4,67	37,03	36,76	5,03	5,13	28,93	33,42
Cr_2O_3	56,58	57,07	30,42	29,60	35,47	40,84	38,93	26,78
FeO	26,50	26,38	14,38	15,32	35,39	33,08	16,28	28,90
MgO	10,80	10,32	18,38	18,03	15,61	16,96	16,88	2,67
Сумма	100,28*	99,09	101,27*	100,58*	98,58*	99,51*	101,59	99,13*
Тип Хш	СФХр	СФХр	ХПт	СФХП	САХМ	САФХ	СФХП	ХПт

Компонент	10		11		12		13	
	c	*r*	*c*	*r*	*c*	*r*	*c*	*r*
TiO_2	11,27	6,10	–	–	1,39	3,33	0,18	0,41
Al_2O_3	0,87	0,45	31,06	1,05	14,38	5,03	12,25	0,27
Cr_2O_3	2,15	2,12	37,17	31,18	38,20	34,78	52,79	42,55
FeO	78,41	82,79	18,79	58,02	38,22	50,13	26,09	47,55
MgO	2,42	1,74	13,45	2,16	4,63	2,58	7,96	2,73
Сумма	95,54*	93,54*	100,47	93,71	97,50*	96,11*	100,19*	93,97*
Тип Хш	Мгт	Мгт	ХПт	ХМт	ФАХ	САФХ	СФАХ	ФХр

Примечания. Все анализы относятся к пробе 36. Номера 1, 2 – микровключения хромшпинелидов в пироповых гранатах. Выявлены следовые содержания в зернах хромшпинелидов, мас.%: SiO_2 – 0,25 (6*c*), 0,27 (7*c*), 0,71 (9*r*), 1,30 (11*r*); V_2O_3 – 0,43 (2), 0,51 (4*c*), 0,48 (4*r*), 0,19 (6*c*), 0,42 (10*c*), 0,34 (10*r*), 0,21 (12*c*), 0,26 (12*r*), 0,33 (13*c*), 0,23 (13*r*); MnO – 0,26 (8*c*), 0,59 (13*c*), 0,38 (13*r*); NiO – 0,31 (7*c*), 0,39 (7*r*), 0,26 (8*c*), 0,22 (8*r*); ZnO – 0,41 (2), 0,86 (5*r*), 6,92 (9*r*), 0,47 (12*c*). ХПт – хромпикотит, АХр – алюмохромит, СФАХ – субферриалюмохромит, СФХП – субферрихромпикотит, Хр – хромит, ФХр – феррихромит, СФХр – субферрихромит, САФХ – субалюмоферрихромит, ФАХ – ферриалюмохромит, САХМ – субалюмохроммагнетит, ХМт – хроммагнетит, Мгт – магнетит [36]. Звездочкой отмечены суммы с учетом содержаний вышеперечисленных элементов. Остальные обозначения см. в примечаниях к табл.3.

Микровключения хромшпинелидов в пиропах представлены хромшпинелями, свойственными именно описываемой группе. Их состав характеризуется относительно повышенным содержанием алюминия (от субферрихромпикотита до алюмохромита). Фигуративные точки составов ложатся на тренды хромшпинелей из ультрабазитов [37, 38].

Вторая малочисленная популяция минеральных зерен (примерно от четверти до трети экземпляров) из группы шпинелей является титаномагнетитами и магнетитами. Титаномагнетиты имеют характерный темно-серый до черного цвет, нередко с радужным блеском и небольшим коричневатым нацветом. Они представлены угловатыми, как правило эвгедральными, октаэдрическими и ромбододекаэдр-октаэдрическими индивидами со специфичным решетчатым внутренним строением (рис.4, *и*). Ребра таких индивидов обычно слегка изношены. В составе данных шпинелей доминирует магнетитовый компонент. Типичное внутреннее строение титаномагнетитов – сетчатое, вызванное распадом твердого шпинелевого раствора на магнетит и ильменит. Внутри зерен отмечаются включения альбита, кварца и других породообразующих минералов. Магнетиты

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 264. С. 842-855
© А.М.Пыстин, Ю.В.Глухов, А.А.Бушенев, 2023

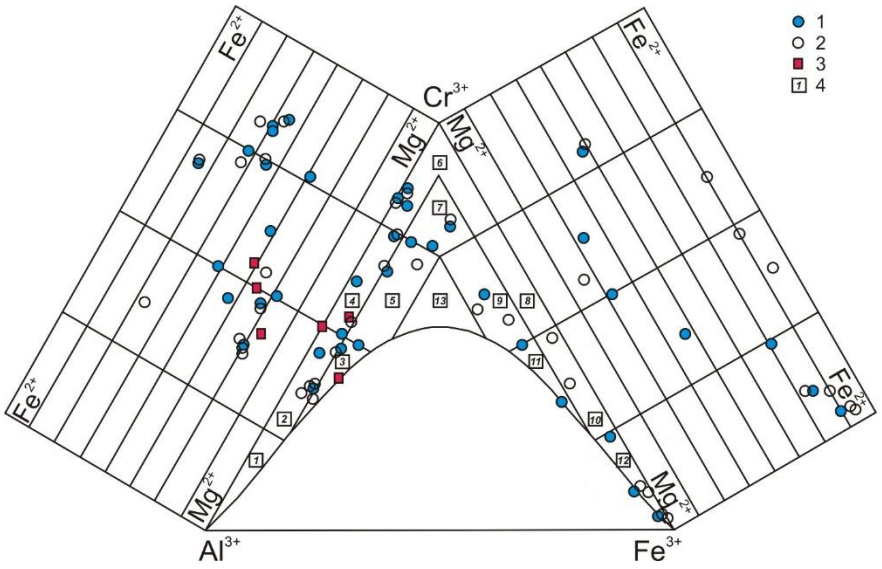


Рис.5. Комбинированная треугольная диаграмма (Al^{3+}-Cr^{3+}-Fe^{3+}-Mg^{2+}-Fe^{2+}) составов хромшпинелидов Увью

Точки и поля составов: 1 – неизмененная центральная область зерна; 2 – периферия зерна или участки эпигенных преобразований (кайма); 3 – включения хромшпинелидов в парастерезисных пиропах; 4 – классификационные поля составов шпинелевых разновидностей [36]

1 – пикотит; *2* – хромпикотит; *3* – субферрихромпикотит; *4* – алюмохромит; *5* – субферриалюмохромит; *6* – хромит; *7* – субферрихромит; *8* – феррихромит; *9* – субалюмоферрихромит; *10* – хроммагнетит; *11* – субалюмохроммагнетит; *12* – магнетит; *13* – ферриалюмохромит

октаэдрического или ромбододекаэдрического габитуса хорошо выявляются по характерному красно-коричневому нацвету и ноздреватой корродированной поверхности. По размерам варьируются широко, оказываясь нередко сразу в нескольких гранулометрических классах крупности.

Магнетиты (включая близкие по составу зерна минерала, формально находящиеся за границами номенклатуры [36]) явно выделяются по составу высокими содержаниями титана (2,2-11,3 мас.% TiO_2). Как и в хромшпинелидах, в них отмечаются невысокие содержания никеля (0,4-0,8 мас.% NiO), ванадия (0,3-0,4 мас.% V_2O_3) и иногда марганца (1,3-1,9 мас.% MnO).

Петрогенетически хромпикотиты, алюмохромиты и подобные им разновидности с несколько большим вкладом магнетитового минала близки к породам типа лерцолитов и гарцбургитов [36-38]. Алюмохромиты вместе с субферриалюмохромитами по составу близки хромшпинелидам кимберлитов Умбинского кимберлитового поля Вольско-Вымской гряды [5]. Хромиты, встреченные в голоценовых псефитах Увью, характерны для дунитов [36-38]. Редкие их экземпляры отмечались в конглобрекчиевых горизонтах золото-алмаз-редкометалльной россыпи Ичетью и также в кимберлитах Умбинского поля [5]. В случае с Увью хромпикотиты и алюмохромиты довольно «свежего» облика и могут иметь близко расположенный источник. Хромиты, напротив – значительно округлены, хотя, возможно, как в случае с пиропами, их округление обусловлено не механической транспортировкой, а магматическими процессами.

Алмаз. Выявлен при осмотре тяжелой немагнитной фракции концентратов шлиховых проб под бинокулярным микроскопом МБС-9 с ультрафиолетовой подсветкой. Размеры зерна алмаза 0,4×0,3×0,1 мм (рис.6). Под фильтрованным светом ультрафиолетовой лампы (ДРК-120) алмаз выделяется на фоне нелюминесцирующих шлиховых минералов своей бледно-зеленоватой люминесценцией (рис.6, *а*), прозрачностью, алмазным блеском и отсутствием следов истирания поверхности (рис.6, *б-в*). Под оптическим и электронным микроскопом видно, что зерно алмаза имеет вид уплощенного сростка с различимыми гранями октаэдра, осложненного поверхностями совместного роста с другими минеральными зернами, которые к настоящему времени не сохранились.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

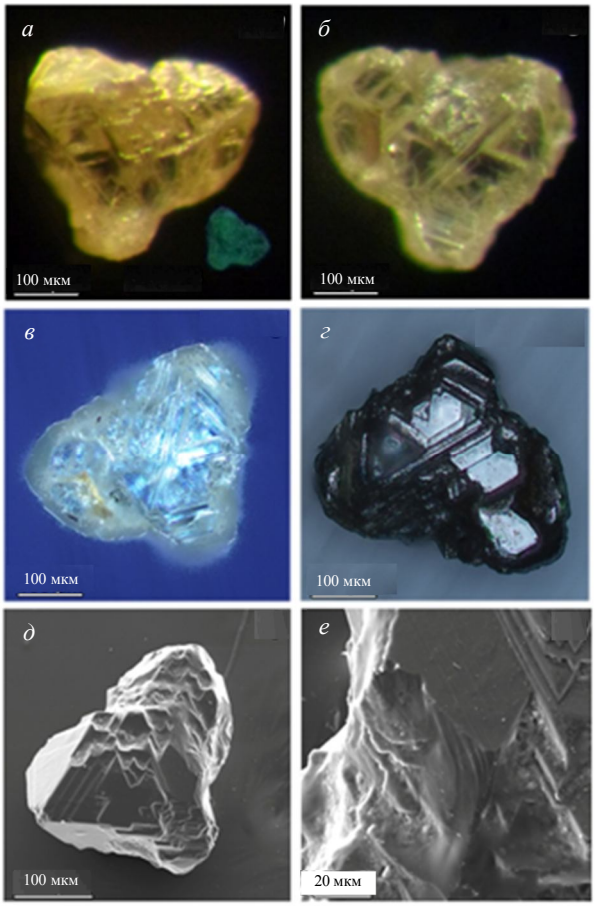


Рис.6. Изображения морфологии алмаза в оптическом микроскопе МБС-9: *а* – фотостимулированная люминесценция (внизу справа), *б* – стандартный режим; в оптическом микроскопе NikonEclipse LV100ND: *в* – режим просвечивания, *г* – режим отражения; в электронном микроскопе TescanVEGA 3 LMN (вторичные электроны): *д* – общий вид, *е* – детализация

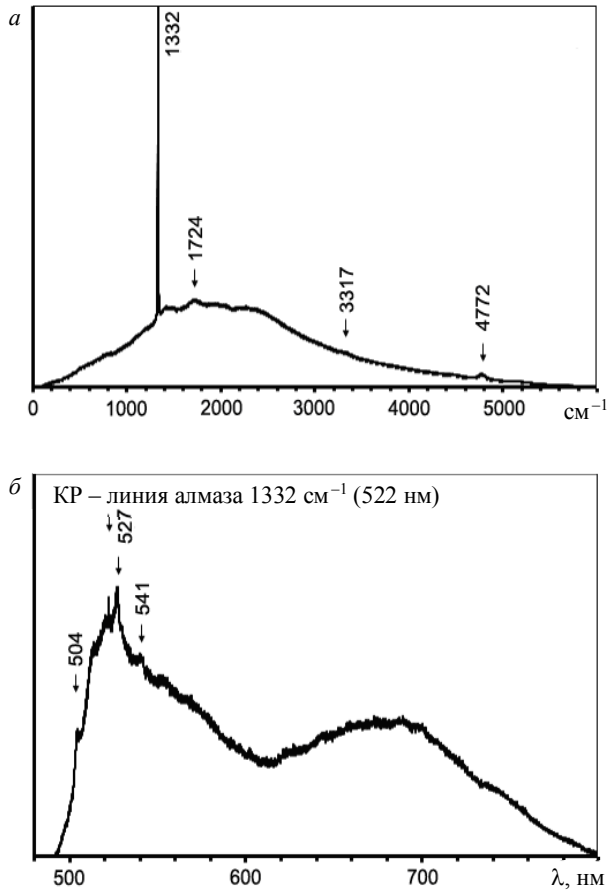


Рис.7. Спектры алмаза (300 K): *а* – спектр КР ($\lambda_{возб}$ = 633 нм); *б* – суперпозиция спектров КР и лазерной люминесценции ($\lambda_{возб}$ = 488 нм)

На сторонах алмаза хорошо различимы треугольные октаэдрические грани, обрамленные ростовыми ступенями и комбинирующие с гранями других простых форм (рис.6, *б-д*). На одной из сторон хорошо заметен блочный характер алмаза (рис.6, *г*). Нарастающие друг на друга слои грани октаэдра в ряде случаев имеют правильные пилообразные границы (рис.6, *д*). Поверхности граней гладкие. В одном месте наблюдается механическая выбоина с характерной раковистой поверхностью усталостного излома (рис.6, *е*). Имеющиеся на поверхности алмаза ямки и неровности совместных срастаний местами покрыты глинистыми алюмосиликатами и железооксигидроксидами.

Структурная принадлежность минерального зерна к алмазу была определена при помощи спектроскопии комбинационного рассеяния. На спектре КР алмаза, полученном при возбуждении красным лазером ($\lambda_{возб}$ = 633 нм), отчетливо фиксируется интенсивный диагностический пик 1332 см$^{-1}$ основного КР-активного колебания, а также слабые пики 1724, 3317, 4772 см$^{-1}$ (рис.7, *а*).

Выявленные у изучаемого минерального зерна алмаза структурные характеристики, полученные рентгенофотометрически при помощи метода Дебая – Шеррера, демонстрируют типичные для алмаза рефлексы отражающих плоскостей (hkl) с соответствующими межплоскостными расстояниями D_{hkl} (Å): 2,059 (111), 1,266 (220), 1,076 (311). На полученной дебаеграмме видны штрихи (разреженные штриховые линии), указывающие на наличие блочности (текстурированности) у алмаза. Спектры алмаза, полученные при использовании зеленого лазера ($\lambda_{возб}$ = 488 нм), представляют собой суперпозицию спектров КР и ЛЛ. К спектру КР относится узкий пик 522 нм (1322 см$^{-1}$),

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

Записки Горного института. 2023. Т. 264. С. 842-855
© А.М.Пыстин, Ю.В.Глухов, А.А.Бушенев, 2023

связанный с основным колебанием алмаза (рис.7, *б*). В наложенном на него спектре ЛЛ фиксируются узкие резонансные линии и моды фононных повторений систем примесных азотных дефектов структуры минерала. В спектре ЛЛ имеется H3-система со слабой бесфононной линией 504 нм (рис.7, *б*). Дефект, ответственный за свечение в данной спектральной области, состоит из двух атомов азота, захвативших вакансию, и имеет структуру типа N_2V [39]. H3-центры встречаются в алмазах, которые содержат в кристаллической структуре оптически активные A-дефекты, состоящие из ассоциированной пары атомов азота, находящихся в соседних узлах кристаллической решетки. Данные дефекты нередко отмечаются в оболочечных частях кристаллов алмаза [40]. В минеральной истории происхождения природного алмаза выделяется этап длительного пребывания в мантии (мантийный отжиг), в результате которого происходит агрегирование примесного азота, первоначально входившего в решетку минерала в форме изолированных одиночных атомов – C-дефектов [41]. A-дефекты относятся к простейшим агрегированным состояниям примесного азота [42]. В спектре ЛЛ алмаза есть еще сравнительно узкие и интенсивные линии 527 и 541 нм, по-видимому также принадлежащие азотным дефектам.

Заключение. В юго-восточной части Четласского поднятия на Среднем Тимане в шлиховых пробах, отобранных из современных русловых отложений р. Увью и других близрасположенных водотоков, установлены МСА, в том числе хромсодержащие пиропы и хромшпинелиды. В одной из проб, наиболее обогащенной пиропами, обнаружено зерно алмаза размером 0,4×0,3×0,1 мм.

Наличие пиропов и хромшпинелидов, подвергшихся экзогенному механическому износу, дает основание предполагать, что терригенный материал в состав аллювия мог поступать из промежуточных коллекторов. Нахождение в шлиховых пробах хромсодержащих пиропов, не имеющих заметных следов механического износа, может рассматриваться как признак близкого расположения коренного источника.

Для открытия возможных коренных источников алмазов представляют интерес установленные в пределах рассматриваемой территории кольцевые структуры, аналогичные тем, с которыми связаны геологические тела трубчатого типа – трубки взрыва. Основная часть выделенных кольцевых структур находится в областях распространения верхнедевонских отложений, что определяет нижний возрастной рубеж образования формирующих их объектов как позднедевонский, близкий возрасту кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции [43-45].

Работа выполнена в рамках тем государственного задания Института геологии им. Н.П.Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента» и «Фундаментальные проблемы минералогии и минералообразования, минералы как индикаторы петро- и рудогенеза, минералогия рудных районов и месторождений Тимано-Североуральского региона и арктических территорий».

Авторы выражают благодарность сотрудникам Института геологии им. Н.П.Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН: Т.Н.Бушеневой (участие в полевых работах, обработка шлиховых проб, выделение минералов тяжелой фракции и их диагностика), С.И.Исаенко (спектроскопия комбинационного рассеяния, лазерная люминесценция), А.С.Шуйскому и Е.М.Тропникову (электронная микроскопия сканирующего типа, микрозондовый анализ), Б.А.Макееву (рентгеноструктурный фотометрический анализ), В.И.Ракину (консультации по вопросам кристалломорфологии граната, шпинели и алмаза).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Макеев А.Б., Рыбальченко А.Я., Дудар В.А., Шаметько В.Г.* Новые перспективы алмазоносности Тимана // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Новые результаты и новые перспективы: Материалы XIII Геологического съезда Республики Коми. Т. 4. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 1999. С. 63-66.

2. *Мальков Б.А.* Геологические и тектонические предпосылки алмазоносности Тимана и юго-западного Притиманья // Алмазы и алмазоносность Тимано-Уральского региона: Материалы Всероссийского совещания, 24-26 февраля 2001, Сыктывкар, Республика Коми, Россия. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2001. С. 41-44.

3. *Плякин А.М., Щербаков Э.С.* История изучения алмазоносности Среднего Тимана // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Материалы Всероссийского совещания, 14-17 ноября 2006, Сыктывкар, Республика Коми, Россия. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2006. С. 114-117.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

4. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Мезенская серия. Лист Q-39 (Нарьян-Мар). Объяснительная записка / Гл. науч. редактор К.Э. Якобсон. СПб: ВСЕГЕИ, 2015. 517 с.

5. *Макеев А.Б., Лебедев В.А., Брянчанинова Н.И.* Магматиты Среднего Тимана. Екатеринбург: УрО РАН, 2008. 348 с.

6. *Шумилова Т.Г., Филиппов В.Н., Каблис Г.Н.* Графит и его псевдоморфозы по алмазу в карбонатитах Косьюского массива (Тиман) // Алмазы и благородные металлы Тимано-Уральского региона: Материалы Всероссийского совещания, 14-17 ноября 2006, Сыктывкар, Республика Коми, Россия. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2006. С. 137-138.

7. *Шилов Л.П., Плякин А.М., Алексеев В.И. и др.* Тиманский кряж: Монография в 2 т. Ухта: Ухтинский государственный технический университет, 2011. Т. 2. 339 с.

8. *Удоратина О.В., Андреичев В.Л., Травин А.В., Саватенков В.М.* Базальты Среднего Тимана: Rb-Sr, Sm-Nd и Ar-Ar данные // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России: Материалы XVI Геологического съезда Республики Коми, 15-17 апреля 2014, Республика Коми, Россия. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2014. Т. II. С. 128-131.

9. *Удоратина О.В., Травин А.В., Куликова К.В., Варламов Д.А.* Свидетельства раннепермского импульса ультракалиевого магматизма на Среднем Тимане // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2016. Т. 91. Вып. 2-3. С. 29-35.

10. *Голубева И.И., Ремизов Д.Н., Куликова К.В. и др.* Геология и вещественный состав раннепермских высококалиевых трахитов эксплозивной субвулканической фации Среднего Тимана // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2016. Т. 91. Вып. 2-3. С. 36-46.

11. *Удоратина О.В., Бурцев И.Н., Никулова Н.Ю., Хубанов В.Б.* Возраст метапесчаников верхнедокембрийской четласской серии Среднего Тимана на основании U-Pb датирования детритных цирконов // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2017. Т. 92. Вып. 5. С. 15-32.

12. *Соболева А.А., Андреичев В.Л., Бурцев И.Н. и др.* Детритовые цирконы из верхнедокембрийских пород вымской серии Среднего Тимана: U-Pb возраст и источники сноса // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 2019. Т. 94. Вып. 1. С. 3-16.

13. *Брусницына Е.А., Ершова В.Б., Худолей А.К. и др.* Возраст и источники сноса пород четласской серии (рифей) Среднего Тимана по результатам U-Th-Pb (LA-ICP-MS) датирования обломочных цирконов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2021. Т. 29. № 6. С. 3-23. DOI: 10.31857/S0869592X21060028

14. *Макеев А.Б., Баянова Т.Б., Борисовский С.Е., Жиличева О.М.* Состав, изотопный U-Pb возраст и источник циркона полиминерального проявления Ичетью (Средний Тиман) // Записки Российского минерального общества. 2015. Т. 144. № 6. С. 9-18.

15. *Глухов Ю.В., Макеев Б.А., Варламов Д.А. и др.* Хромшпинелиды с цинксодержащими эпигенетическими каймами из девонских конглобрекчиевых горизонтов россыпепроявления Ичетью (Средний Тиман) // Литосфера. 2015. № 2. С. 103-120.

16. *Исаенко С.И.* Спектроскопические характеристики алмазов россыпи Ичетью (Средний Тиман). Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2016. 102 с.

17. *Макеев А.Б., Скублов С.Г.* Иттриево-редкоземельные цирконы Тимана: геохимия и промышленное значение // Геохимия. 2016. № 9. С. 821-828. DOI: 10.7868/S0016752516080070

18. *Макеев А.Б., Красоткина А.О., Скублов С.Г.* Новые данные об U-Pb возрасте и составе циркона (SHRIMP-II, SIMS) из полиминерального рудопроявления Ичетью (Средний Тиман) // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. 2017. № 11. С. 28-42. DOI: 10.19110/2221-1381-2017-11-28-42

19. *Красоткина А.О., Мачевариани М.М., Королев Н.М. и др.* Типоморфные особенности ниобиевого рутила из рудопроявления Ичетью (Средний Тиман) // Записки Российского минерального общества. 2017. Т. 146. № 2. С. 88-100.

20. *Гракова О.В.* Алмазопроявления Среднего и Южного Тимана. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2021. 144 с. DOI: 10.19110/89606-021

21. *Богатиков О.А., Гаранин В.К., Кононова В.А. и др.* Архангельская алмазоносная провинция. М.: Московский государственный университет, 1999. 524 с.

22. *Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Ильяш В.В., Чашка А.И.* Новые находки высокобарических минералов в осадочном чехле Воронежской антеклизы – значение для поисков коренных источников алмаза // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2007. № 1. С. 43-74.

23. *Shchukina E.V., Agashev A.M., Pokhilenko N.P.* Metasomatic origin of garnet xenocrysts from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk region, NW Russia // Geoscience Frontiers. 2017. Vol. 8. Iss. 4. P. 641-651. DOI: 10.1016/j.gsf.2016.08.005

24. *Sobolev N.V., Logvinova A.M., Tomilenko A.A. et al.* Mineral and fluid inclusions in diamonds from the Urals placers, Russia: Evidence for solid molecular N_2 and hydrocarbons in fluid inclusions // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2019. Vol. 266. P. 197-219. DOI: 10.1016/j.gca.2019.08.028

25. *Проскурнин В.Ф., Граханов С.А., Петров О.В. и др.* Прогноз алмазоносности Таймыра // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 2. С. 97-102. DOI: 10.31857/S2686739721080107

26. *Устинов В.Н., Микоев И.И., Пивень Г.Ф.* Поисковые модели коренных месторождений алмазов севера Восточно-Европейской платформы // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 299-318. DOI: 10.31897/PMI.2022.49

27. *Симаков С.К., Стегницкий Ю.Б.* О наличии постмагматической стадии формирования алмазов в кимберлитах // Записки Горного института. 2022. Т. 255. С. 319-326. DOI: 10.31897/PMI.2022.22

28. *Бушенев А.А., Пыстин А.М.* К перспективам выявления коренных источников алмазов на Четласско-Обдырском поднятии (Средний Тиман) // Геодинамика, вещество, рудогенез Восточно-Европейской платформы и ее складчатого обрамления. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 2017. С. 36-37.

29. *Антонова И.Б.* Методика поисков трубок взрыва в условиях развитого осадочного чехла северо-запада СССР на материалах дистанционных съемок // Принципы и методика дистанционных исследований при прогнозировании твердых полезных ископаемых. СПб: ВСЕГЕИ, 1992. 144 с.

30. *Пыстин А.М., Глухов Ю.В., Бушенев А.А.* Новые находки алмаза и минералов-спутников алмазов на Среднем Тимане и перспективы поисков их коренных источников // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 1. С. 55-60. DOI: 10.31857/S2686739721010187

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0

31. *Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П.* Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. Новосибирск: Филиал «Гео» Издательства СО РАН, Издательский дом «Манускрипт», 2001. 276 с.

32. *Agashev A.M., Ionov D.A., Pokhilenko N.P. et al.* Metasomatism in lithospheric mantle root: Constraints from whole-rock and mineral chemical composition of deformed peridotite xenoliths from kimberlite pipe Udachnaya // Lithos. 2013. Vol. 160-161. P. 201-215. DOI: 10.1016/j.lithos.2012.11.014

33. *Howarth G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F. et al.* Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // Lithos. 2014. Vol. 184-187. P. 209-224. DOI: 10.1016/j.lithos.2013.09.006

34. *Похиленко Н.П., Агашев А.М., Литасов К.Д., Похиленко Л.Н.* Взаимоотношения карбонатитового метасоматоза деплетированных перидотитов литосферной мантии с алмазообразованием и карбонат-кимберлитовым магматизмом // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 1-2. С. 361-383.

35. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.

36. *Павлов Н.В.* Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Труды института геологических наук АН СССР. Серия рудных месторождений. 1949. Вып. 103. № 13. С. 3-88.

37. *Barnes S.J., Roeder P.L.* The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks // Journal of Petrology. 2001. Vol. 42. Iss. 12. P. 2279-2302. DOI: 10.1093/petrology/42.12.2279

38. *Roeder P.L., Schulze D.J.* Crystallization of Groundmass Spinel in Kimberlite // Journal of Petrology. 2008. Vol. 49. Iss. 8. P. 1473-1495. DOI: 10.1093/petrology/egn034

39. *Винс В.Г.* Изменение цвета коричневых природных алмазов под действием высоких давлений и температур // Записки Всероссийского минералогического общества. 2002. Т. 131. № 4. С. 111-121.

40. *Васильев Е.А.* Дефекты кристаллической структуры в алмазе как индикатор кристаллогенеза // Записки Горного института. 2021. Т. 250. С. 481-491. DOI: 10.31897/PMI.2021.4.1

41. *Evans T.* Aggregation of Nitrogen in Diamond // The Properties of Natural and Synthetic Diamond. London: Academic Press, 1992. P. 259-290.

42. *Степанов А.С., Шацкий В.С., Зедгеннзов Д.А., Соболев Н.В.* Причины разнообразия морфологии и примесного состава алмазов из эклогита трубки Удачная // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 9. С. 974-988.

43. *Mahotkin I.L., Gibson S.A., Thompson R.N. et al.* Late Devonian Diamindiferous Kimberlite and Alkaline Picrate (Protokimberlite?) Magmatism in the Archangelsk Region, NW Russia // Journal of Petrology. 2000. Vol. 41. Iss. 2. P. 201-227. DOI: 10.1093/petrology/41.2.201

44. *Первов В.А., Богомолов Е.С., Ларченко В.А. и др.* Rb–Sr-возраст кимберлитов трубки Пионерская (Архангельская алмазоносная провинция) // Доклады Академии наук. 2005. Т. 400. № 1. С. 88-92.

45. *Ларионова Ю.О., Сазонова Л.В., Лебедева Н.М. и др.* Возраст кимберлитов Архангельской провинции: Rb-Sr, $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопно-геохронологические и минералогические данные для флогопита // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 607-639. DOI: 10.7868/S0869590316040026

Авторы: **А.М.Пыстин,** *д-р геол.-минерал. наук, заведующий лабораторией, pystin@geo.komisc.ru, https://orcid.org/0000-0002-5875-4353* (*Институт геологии им. Н.П.Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия*), **Ю.В.Глухов,** *канд. геол.-минерал. наук, старший научный сотрудник, https://orcid.org/0000-0002-2633-0636* (*Институт геологии им. Н.П.Юшкина ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Россия*), **А.А.Бушенев,** *начальник отдела, https://orcid.org/0009-0007-1708-5732* (*Республиканский центр обеспечения функционирования особо охраняемых природных территорий и природопользования, Сыктывкар, Россия*).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

Статья опубликована в открытом доступе по лицензии CC BY 4.0