

УДК 550.4:546.21

АНОМАЛЬНО ЛЕГКИЙ ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ КИСЛОРОДА МИНЕРАЛОВ КОРУНДОНОСНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

© 2008 г. С. В. Высоцкий, А. В. Игнатьев, В. В. Яковенко, А. А. Карабцов

Представлено академиком А.И. Ханчуком 06.08.2007 г.

Поступило 16.08.2007 г.

Хорошо известно, что изотопный состав кислорода генетически связанных минералов образует компактное общее поле значений, область которого зависит только от колебания физико-химических параметров минералообразующей среды. Изотопный состав кислорода практически не меняется после образования минерала, если только последний не был полностью трансформирован в результате расплавления, химического замещения или других подобных реакций, изменяющих первичную структуру. Поэтому изотопный состав кислорода давно служит индикатором специфики условий образования как минералов, так и горных пород в целом.

Авторами исследованы образцы корундоносных гранат-амфибол-флогопитовых плагиогнейсов протерозойского возраста из чупинской толщи беломорского комплекса месторождения Хитострова (рис. 1).

Изотопный анализ кислорода проводился в ДВГИ ДВО РАН. Кислород был выделен при нагревании образца с помощью инфракрасного лазера (10.6 мкм) в присутствии BrF_5 (~210 Торр). После фторирования выделенный кислород был очищен на двух криогенных ловушках с жидким азотом и на поглотителе с KBr , затем проанализирован на масс-спектрометре с двойной системой напуска MAT-252. Методика протестирована на международном (NBS-28) и внутреннем стандартах. Точность измерения для $\delta^{18}\text{O}$ не менее $\pm 0.2\text{‰}$.

В пределах чупинской толщи беломорского комплекса известен ряд проявлений корунда [1–3]. Часть из них (Хитостров, Варацкое, Высота 128 и др.) приурочены к кианит-гранат-биотитовым плагиогнейсам, другие – к амфиболитам и амфиболовым сланцам (Дядина Гора, Кулежда и др.).

Полагают [1, 4], что все корундовые проявления структурно связаны с надвигами, а их состав зависит от места корундоносных проявлений в надвиговых покровах.

Существуют две точки зрения на генезис корундоносных пород Северной Карелии. Согласно первой, корундовая минерализация считается продуктом регионального метаморфизма [3, 5]. Согласно второй, доминирующей в настоящее время, корундсодержащие породы образовались в результате метасоматоза под влиянием инфильтрации флюида. Однако этот процесс мог протекать как во время основного этапа регионального

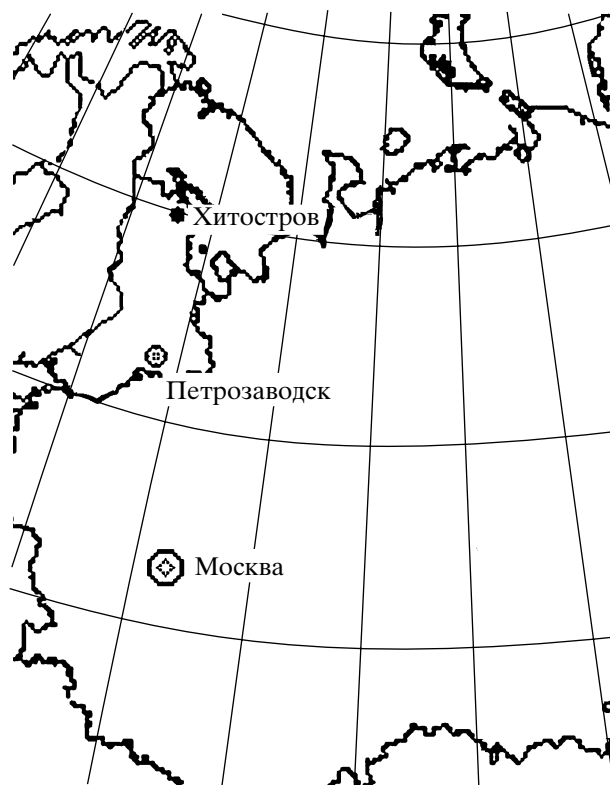


Рис. 1. Схема расположения месторождения Хитостров.

Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток

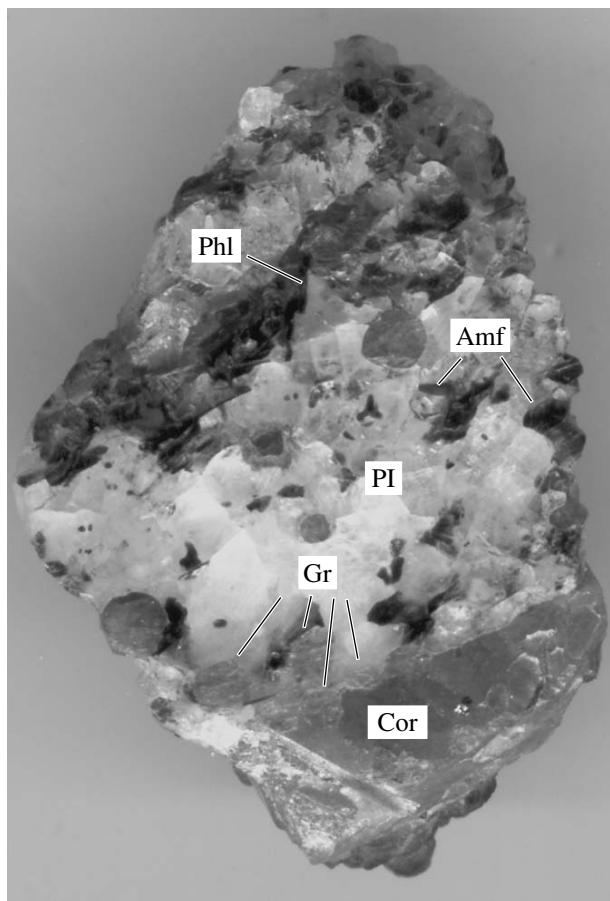


Рис. 2 Корундоносный гранат-амфибол-флогопитовый плаггиогнейс. Размер образца 25 × 15 мм. Размер корунда 15 × 6 мм. Cor – корунд, Gr – гранат, Pl – плагиоклаз, Amf – амфибол, Phl – флогопит. Репрод. 4/5.

метаморфизма [1], так и после, отдельным, наложенным этапом [2].

Изученные гранат-амфибол-флогопитовые плаггиогнейсы содержали хорошо ограненные

кристаллы малиново-розового корунда (до 1.5 см в длину, рис. 2). Следует отметить, что несмотря на довольно интенсивную окраску корунда, содержание хрома в нем ниже чувствительности анализа (0.02 мас. %). Из элементов-примесей удалось обнаружить лишь незначительные содержания железа и следы титана (табл. 1). Основная масса породы сложена кристаллами кислого (An_{24-25}) плагиоклаза, роговой обманки ($f = 39-41$) и флогопита ($f = 27-28$) (см. табл. 1). Округлые кристаллы альмандина ($f = 62-65$) неравномерно рассеяны в породе, иногда концентрируются возле корунда и содержат включения кислого (An_{28-32}) плагиоклаза, апатита и флогопита (рис. 3а). В качестве акцессорных минералов обнаружены ильменит, апатит, ортит и циркон. Вторичные изменения представлены гидрослюдами и хлоритом, замещающими амфибол (рис. 3б).

Оценка PT -условий кристаллизации изученных пород может быть выполнена с большими приближениями. Температура образования по гранат-амфиболовым геотермометрам [6] колеблется в интервале 670–740°C, что несколько выше интервала температур (650–700°C), определенного Н.С. Серебряковым и В.А. Аристовым [2] для аналогичных пород. Предварительные расчеты условий образования корундоносных пород на основе метода минимизации термодинамического потенциала с помощью программного комплекса “Селектор-С” [7] показали, что температура должна быть не менее 720°C, а давление не ниже 10 кбар. Только при таких условиях набор и составы расчетных минералов соответствуют природным.

Результаты измерений изотопных отношений кислорода приведены в табл. 2. Все проанализированные минералы имеют аномально низкие (–15.5...–26‰) значения $\delta^{18}O$, что на 10–15‰ ниже значений, приводимых ранее для корундов из

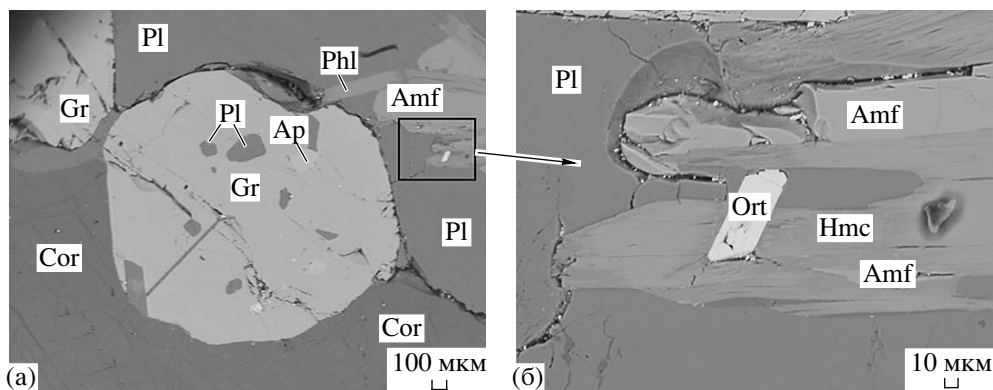


Рис. 3. Взаимоотношения основных минералов корундоносного плаггиогнейса. Фото в отраженных электронах, микроанализатор JXA-8100. Отсутствие реакционных взаимоотношений между сосуществующими минералами указывает на то, что в момент образования они находились в равновесном состоянии. Гидрослюда (Hmc), частично замещающие роговую обманку (Amf), фиксируют более поздний этап низкотемпературного метаморфизма.

Таблица 1. Химический состав минералов корундоносного гранат-амфибол-флогопитового плагиогнейса

Компонент	Корунд		Гранат		Плагиоклаз			Флогопит		Роговая обманка			
			центр	край	край	центр	край						
SiO ₂	–	–	39.11	39.20	62.62	62.19	62.03	36.74	36.80	41.05	41.17	41.09	40.73
TiO ₂	0.02	0.02	–	–	–	–	–	1.69	1.90	1.21	1.37	1.03	1.00
Al ₂ O ₃	98.98	99.37	21.97	21.98	23.87	23.77	23.83	17.87	18.52	17.83	18.08	17.92	18.21
FeO	0.15	0.34	26.61	27.95	–	–	–	12.26	10.90	12.88	13.29	13.35	12.30
MgO	0.08	0.06	8.99	8.44	–	–	–	18.12	15.63	10.47	10.88	10.70	10.66
CaO	–	–	3.57	3.40	5.07	4.95	5.25	–	–	9.87	9.06	9.28	9.20
Na ₂ O	–	–	–	–	8.74	8.72	8.65	0.87	1.61	2.70	2.86	2.91	2.80
K ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	4.66	7.37	0.19	0.18	0.21	0.28
F	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.71	–	–	0.82
Cl	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.05	0.01	0.07	0.03
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.32	0.26	–	–
V	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0.33	0.36
Сумма	99.23	99.8	100.25	100.97	100.30	99.63	99.76	92.21	92.73	97.28	97.16	96.89	96.39
f, (An)			62.39	64.99	(24)	(24)	(25)	27.49	28.10	40.81	40.64	41.15	39.27

Примечание. Анализы минералов выполнены в ДВГИ ДВО РАН на рентгеновском микроанализаторе JXA-8100. Прочерк – ниже предела обнаружения, $f = Fe_{общ} / (Fe_{общ} + Mg_{общ})$, ат. %.

этого месторождения [10]. Разница изотопного состава между минералами ассоциации варьирует от 3 до 10‰, что указывает на отсутствие изотопного равновесия. В то же время минералы термодинамически равновесны, о чем свидетельствует отсутствие реакционных взаимоотношений между ними (см. рис. 3).

Подобные, или даже более низкие, значения $\delta^{18}O$ известны только для льда и талых ледниковых вод Гренландии и Антарктиды. Следует отметить, что пониженные, но не отрицательные, значения $\delta^{18}O$ для корундоносных пород и минералов Беломорья отмечались и ранее [8, 9] и связывалось это с влиянием вод метеорного происхождения. Таким образом, не вызывает сомнения, что корундоносные породы Хитострова обладают аномально легким изотопным составом кислорода, что свидетельствует о весьма специфических условиях их образования.

Анализ имеющихся материалов указывает, что единственно реальными процессами, в результате которых могли сформироваться подобные изотопные отношения кислорода в минералах, являются обменные процессы между трансформируемой породой и водным флюидом. А единственными водами, обладающими потенциалом для формирования подобного флюида, являются талые ледниковые воды. Мы полагаем, что возможны два сценария образования подобной аномалии.

1. Если корундсодержащие породы являются результатом регионального метаморфизма, то экстремально низкие значения $\delta^{18}O$ в минералах

могут свидетельствовать о сохранении в них изотопных отношений кислорода протолита и о до-метаморфическом обмене с метеорными, талыми ледниковыми водами. С учетом данных по изотопии кислорода во льдах Антарктиды и Гренландии, где зафиксированы еще более низкие соотношения, такой процесс вполне возможен. Например, как показал П. Арон [11], четвертичные карбонатные осадки Антарктиды, отлагающиеся из талых ледниковых вод, имеют значения $\delta^{18}O$ в интервале $-14.1...-17.3‰$ относительно SMOW. Расчетное изотопное соотношение кислорода ($\delta^{18}O$) в талой ледниковой воде в этом случае колеблется в интервале $-47.2...-50.3‰$.

Таблица 2. Изотопный состав кислорода минералов корундоносных пород Карелии, месторождение Хитостров

№ обр.	Минерал	$\delta^{18}O$ (SMOW), ‰
КП-1	Гранат	-26.0
		-26.4
		-25.7
	Плагиоклаз	-19.9
КП-2	Флогопит	-15.5
	Гранат	-25.7
	Корунд	-22.5
	Плагиоклаз	-21.4

Вполне вероятно, что часть глиноземистых гнейсов, возраст образования которых определяется в 2.8–2.65 млрд. лет [12], могла быть образована из осадочных пород, сформировавшихся в одну из ранних эпох оледенения. Причем эта эпоха оледенения предшествовала гуронскому оледенению, пик которого приходится на 2.3 млрд. лет и продолжался нескольких сотен млн. лет [13]. Скорее всего, это были достаточно локальные образования, поскольку аномально легкий изотопный состав кислорода обнаружен пока только на одном месторождении.

2. Согласно метасоматической концепции образования корундоносных пород, аномалия является результатом изотопного обмена в процессе инфильтрации флюида, который обладал аномально легким изотопным составом кислорода. И в этом случае мы должны допускать присутствие во флюиде значительного количества талой ледниковой воды. Это вполне вероятно, учитывая тот факт, что корундоносные породы структурно связаны с пологими тектоническими зонами (надвигами), которые пронизаемы для грунтовых вод и служат коллекторами для продвижения минерализованных вод в земной коре на значительных глубинах. Кольской сверхглубокой скважиной такие обводненные горизонты были подсечены на глубинах до 9 км, а по геофизическим данным они фиксируются и гораздо глубже [14]. Причем, несмотря на высокую минерализацию, современные грунтовые воды Скандинавии даже на глубинах более 1 км имеют облегченный ($\delta^{18}\text{O} = -13\text{‰}$) изотопный состав кислорода [15].

Поскольку температура образования корундоносных пород достаточно высока (720–740°C), обменные процессы должны были протекать достаточно быстро, что предопределило высокую скорость изменения изотопного состава кислорода флюида. В случае метасоматического генезиса корундоносных пород мы должны наблюдать непрерывное изменение значений изотопов кислорода в породах и минералах по метасоматической колонне в направлении движения флюида. Если же мы имеем дело с результатом регионального метаморфизма и с дометаморфическим обменом с тальми ледниковыми водами, то здесь должен появиться резкий градиент значений изотопов кислорода на границе протолитов разного генезиса.

Судя по имеющимся отрывочным данным, вариации изотопного состава кислорода в минералах Хитостровского месторождения фиксируются достаточно уверенно. Однако какой процесс они маркируют, сейчас сказать сложно. В любом случае мы имеем дело с уникальным и пока единственным в мире районом, где обнаружена подобная изотопная аномалия.

Авторы глубоко признательны В.А. Полянскому и А.А. Коневу за предоставленные для исследования образцы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и ДВО РАН (грант 06–05–96057–р_восток_a).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Терехов Е.Н., Левицкий В.И. // Изв. вузов. Геология и разведка. 1991. № 6. С. 3–13.
2. Серебряков Н.С., Аристов В.В. // Изв. вузов. Геология и разведка. 2004. № 4. С. 36–42.
3. Лебедев В.И., Калмыкова И.А., Нагайцев Ю.В. // Сов. геология. 1974. № 9. С. 78–89.
4. Левицкий В.И. Петрология и геохимия метасоматоза при формировании континентальной коры. Новосибирск: Гео, 2005. 342 с.
5. Киевленко Е.Я., Чупрова В.И., Драмашева Е.Е. Декоративные коллекционные минералы. М.: Недра, 1987. 223 с.
6. Graham C.M., Powell R. // J. Metam. Geol. 1984. V. 2. P. 13–31.
7. Авченко О.В., Высоцкий С.В., Чудненко К.В. // ДАН. 2007. Т. 415. № 1. С. 87–90.
8. Garnier V., Ohnenstetter D., Giuliani G. et al. // Miner. Mag. 2005. V. 69. № 1. P. 21–38.
9. Крылов Д.П., Глебовицкий В.А. // ДАН. 2007. Т. 412. № 5. С. 679–681.
10. Бакиев И.А., Устинов В.И., Долгова О.С. и др. // Электрон. науч.-информ. журн. "Вестн. Отд-ния наук о Земле РАН". 2006. № 1 (24).
11. Aharon P. // Geochim. et cosmochim. acta. 1988. V. 52. P. 2321–2331.
12. Бибикина Е.В., Слабунова А.А., Богданова С.В. и др. // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 115–140
13. Tarling D.H. Climatic Change. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1978.
14. Кольская сверхглубокая/Под ред. Е.А. Козловского. М.: Недра, 1984. 490 с.
15. Nurmi P.A., Kukkonen I.T., Lahermo P.W. // Appl. Geochem. 1988. V. 3 P. 185–203.