

МИНЕРАЛОГИЯ

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ И ТЕМПЕРАТУРА ОБРАЗОВАНИЯ РУБИНОНОСНЫХ МРАМОРОВ АЛАБАШСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

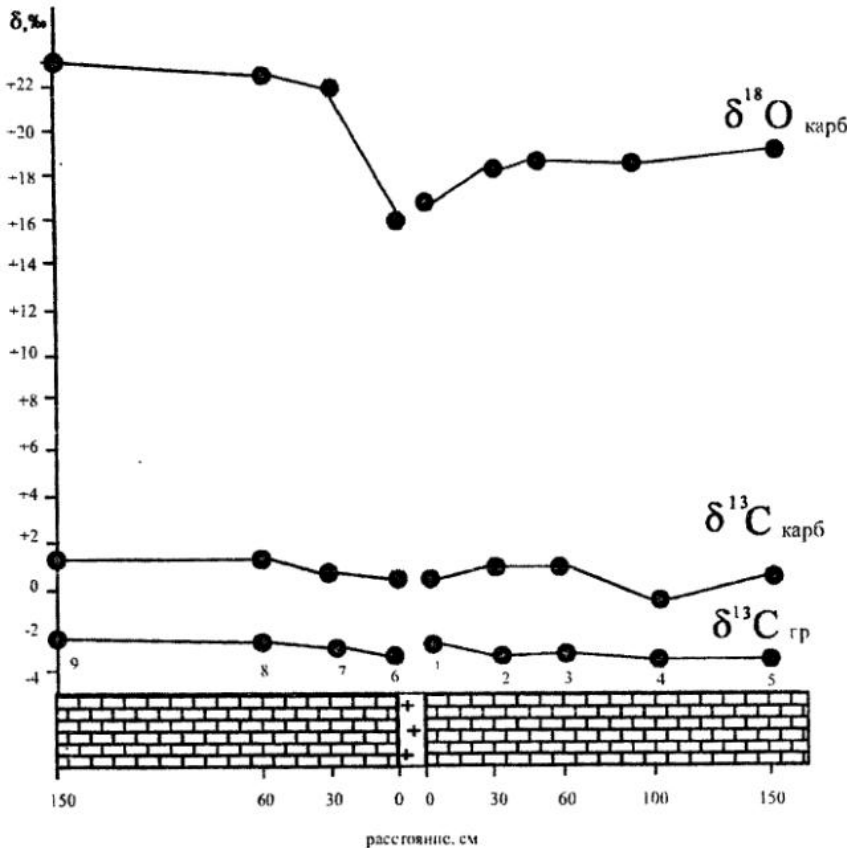
А.А. Баталина, В.В. Мурзин, А.Ю. Кисин

Алабашское проявление рубинов располагается в северо-западной, внутренней, части Мурзинского массива, на площади Алабашского пегматитового поля. Площадь участка сложена метаморфическими породами различного состава: мраморами, кварц-биотитовыми сланцами, амфиболитами, гнейсами, прорванными многочисленными дайками гранитов и пегматитов. Тела кальцитовых мраморов мощностью до 100 м участками содержат рассеян-

ный графит, а также ряд других минералов, общее содержание которых варьирует от 1 до 12% [Кисин, Баталина, 2001]. В ассоциации с породообразующим кальцитом отмечены следующие акцессорные минералы рассеянные в породе: 1) графит, пирит, пирротин (прогрессивный этап); 2) рубин, красная шпинель, диопсид, Сг-паргасит, паргасит, фуксит, флогопит, пирит (регрессивный этап); 3) адуляр, Mg-хлорит и хлорит, развивающийся по флогопиту (регрессивный этап).

Продуктивная рубиновая минерализация Алабашского проявления локализована в зоне брекчированных гранитов в непосредственной близости от мраморов.

Объектом исследования явился участок графитизированных мраморов, рассеянных субвертикальной дайкой гранита мощностью 12 см. Определен изотопный состав С и О кальцита и графита, а также нескольких проб флого-



Изменение изотопного состава углерода и кислорода кальцита и графита в экзоконтактах дайки гранита. Номера проб с 1 по 9 в табл. 1.

пита и паргасита, отобранных по профилю в экзоконтактах дайки (рис., табл.).

Анализ полученных данных показал, что кальцит характеризуется достаточно узким диапазоном вариаций изотопного состава С и О и по значениям $\delta^{13}\text{C} = +0.5 \div +1.0\text{‰}$ и $\delta^{18}\text{O} = +16.1 \div +23.0\text{‰}$ отвечает карбонатам метаморфизованных осадочных отложений морского происхождения [Фор, 1989]. Высказанная ранее точка зрения [Попов и др., 1998] о принадлежности мраморов Алабашского проявления к карбонатитам не получает, таким образом, изотопного подтверждения. Полученные нами данные не соответствуют как изотопному составу кальцита из карбонатитов глубинного происхождения $\delta^{13}\text{C} = -2 \div -8\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = +6 \div +10\text{‰}$ [Хефс, 1983], так и из карбонатитов, образовавшихся за счет расплавления осадочных карбонатных пород $\delta^{13}\text{C} > -2\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} > +20 \div +25\text{‰}$ [Буякайтэ, 1983].

Зафиксировано некоторое закономерное уменьшение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ кальцита вблизи контактов дайки с мраморами в зонах шириной до нескольких десятков сантиметров (см. рис.). Никаких визуальных изменений минерального состава, структуры или размеров зерен мрамора в этих зонах не наблюдается. Изменение изотопного состава кальцита вблизи контактов с дайкой гранита по своей направленности отвечает термальному метаморфизму мрамора, связанному с внедрением дайки. Ранее аналогичное облегчение изотопного состава С и О карбоната описывалось на контакте плутона Маунт-Ройял и известняков (Монреаль, Квебек), где есть отчетливые свидетельства метаморфи-

ческих изменений – обесцвечивание, увеличение размера зерен кальцита и наличие известково-силикатных минералов в зоне контакта шириной первые сотни метров [Фор, 1989].

Исходя из предположения, что кальцит, графит и водосодержащие силикатные минералы равновесны, определены температуры их образования по кальцит-графитовому и кальцит-флогопитовому изотопным геотермометрам (см. табл.). Температура образования мрамора в пробах с рассеянным графитом прогрессивного этапа составила 710-850°C. По пробе №4, где кроме графита присутствуют флогопит и паргасит регрессивного этапа, получены разные значения температуры: значительно более высокая по кальцит-графитовому геотермометру – 1000°C и 540°C по кальцит-флогопитовому. Последнее значение в большей степени отвечает геологическим наблюдениям. Поскольку в этой же пробе зафиксирован наиболее облегченный изотопный состав углерода кальцита – 0,8‰, то наиболее вероятно, что он в находится в изотопном равновесии с водосодержащими минералами регрессивного этапа.

Графит в изученных пробах характеризуется гомогенным необычайно тяжелым изотопным составом углерода $\delta^{13}\text{C} = -2.5 \div -3.1\text{‰}$. Утяжеление изотопного состава углерода графита объясняется исследователями несколькими причинами: 1) термический метаморфизм органического вещества некарбонатных пород с постепенной потерей водорода, приводящей к перекристаллизации остаточного атомарного углерода в графит [Чухров, 1983; Фор, 1989]; 2) изо-

Расчет температур формирования графитизированных мраморов Алабашского проявления по изотопным данным

№№ обр.	Изотопный состав ‰						Т, °С	
	Кальцит		Графит	Хлорит	Флогопит	Паргасит	Cc-Graf	Flog-Cc
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$		
1	+0.5	+17.0	-2.5				850	
2	+0.6	+18.4	-3.0				750	
3	+0.7	+18.7	-2.8				760	
4	-0.8	+18.7	-3.0		+16.0	+17.2	1000	540
5	+0.6	+19.1	-3.1	+17.1			740	
6	+0.6	+16.1	-3.2				710	
7	+0.6	+22.0	-2.8				770	
8	+1.0	+22.6	-2.6				750	
9	+1.0	+23.0	-2.5				760	

Примечание. 1). Изотопные анализы выполнены в Аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН (аналитик Т.А.Веливецкая. 2) Данные по реакциям изотопного равновесия кальцит-графит заимствованы из [Chacko T.et al., 1991], флогопит-кальцитового из [Chacko T.et al., 1996].

топный обмен легкого органического углерода графита с тяжелым углеродом карбонатных пород [Чухров, 1983] и 3) кристаллизация графита из углеродсодержащих газов глубинных магматических расплавов [Фор, 1989]. Полученные нами значения $\delta^{13}\text{C}$ графита выше, чем описанные в месторождениях, где графит образовался в результате прогрессивного метаморфизма органического вещества. Так, наиболее тяжелый изотопный состав углерода графита из мраморов $\delta^{13}\text{C} = -7.4 + -9.5\%$ зафиксирован в месторождениях Слюдянка (Прибайкалье) и Святой Нос (Байкал) [Чухров, 1983]. Факт изотопного обмена углерода графита и карбоната в изученном нами разрезе подтверждается непротиворечивыми значениями температур, полученных по кальцит-графитовому изотопному геотермометру. Углерод при этом мог быть как органическим, так и глубинным.

Список литературы

Буякайте М.И., Виноградов В.И., Кулешов В.Н. и др. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. М.: Наука, 1983. С. 107-124.

Кисин А.Ю., Баталина А.А. Рубиноносные брекчии: новый геолого-промышленный тип месторождений? // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 273-276.

Попов В.А., Канонеров А.А., Муфтахов В.А. Уваровит из карбонатитов Алабашки (Средний Урал) // Материалы Уральской Лигней минералогической школы-98. Екатеринбург: Изд. УГГА, 1998. С. 193-194.

Фор Г. Основы изотопной геохимии. М.: Мир, 1989. С. 445-507.

Хедс Й. Геохимия стабильных изотопов. М.: Наука, 1983. 197 с.

Чухров Ф.В., Ермилова Л.П., Носик Л.П. К вопросу об изотопном составе углерода графитов // Геохимия. 1983 № 12 С 1681-1687

Chacko T., Mayeda T.K., Clayton R.N. et al. Oxygen and carbon isotope fractionations between CO_2 and calcite // Geochimica et Cosmochimica Acta 55. 1991. P. 2867-1882.

Chacko T., Xiangsheng H., Mayeda T.K. et al. Oxygen isotope fractions in muscovite, phlogopite and rutile // Geochimica et Cosmochimica Acta. 60. 1996. P. 2595-2608.