

УДК 550.424:551.2(517.3)

О СОХРАННОСТИ РАДИОГЕННОГО АРГОНА В МАНТИЙНЫХ СЛЮДАХ IN SITU: ДАТИРОВАНИЕ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ ПАЛЕОВУЛКАНА ШАВАРЫН-ЦАРАМ, МОНГОЛИЯ

© 2011 г. С. В. Высоцкий, С. Ю. Будницкий, С. В. Рассказов,
А. В. Игнатъев, Т. А. Веливецкая, А. А. Карабцов

Представлено академиком А.И. Ханчуком 02.03.2011 г.

Поступило 15.03.2011 г.

Известно, что при высоких температурах радиогенный аргон, не образующий химических связей, удаляется из кристаллических структур в результате диффузии по законам Фика и Аррениуса [1]. В относительно малоглубинных условиях (средняя и верхняя кора) из пород и минералов, находящихся под воздействием повышенных температур, происходит постоянная потеря радиогенного аргона в режиме Лапласа [2]. Это приводит к искажению (омоложению) реального возраста объектов в К/Аг-изотопной системе. Однако повышение давления препятствует диффузии, так что в условиях высокого литостатического давления в нижней коре и верхней мантии может обеспечиваться полная сохранность радиогенного аргона в минералах.

Обычно глубинные включения выносятся на земную поверхность расплавами либо газовыми потоками. В процессе длительной кристаллизации высокотемпературного расплава глубинный минерал-включение теряет аргон. Однако при быстрой кристаллизации расплава (закалке) или в выбросах резургентного материала вулканов включения не подвергаются длительному тепловому воздействию и сохраняют радиогенный аргон, накопившийся на глубине in situ. Таким примером являются слюды глубинных включений вулкана Шаварын-Царам.

Щелочно-базальтовый вулкан Шаварын-Царам расположен в южном борту Тэрхин-Цаганурской депрессии (Хангайское нагорье), на водоразделе рек Ангархай и Шаварын-гол (координаты 48°02.48'N; 99°59.30'E) и представлен эродированным некомпактным и невысоким шлаковым конусом на краю лавового базальтового поля.

Среди обломков базальтоидов и в шлаке сосредоточены многочисленные фрагменты шпинелевых и гранатовых лерцолитов, верлитов, вебстеритов, пироксенитов, флогопитовых перидотитов, а также мегакристы граната, пироксена, полевых шпатов, слюд и других минералов [3–5].

Шпинелевые лерцолиты Хангайского нагорья по данным самарий-неодимовой геохронологии образовались не позднее 1 млрд лет назад. Однако для флогопитового лерцолита получены оценки возраста кристаллизации в Sm–Nd- и Rb–Sr-системах в пределах последних 20 млн лет [6]. Было высказано предположение, что процесс метасоматического преобразования мантии, приведший к образованию флогопита, близок по возрасту щелочно-базальтовому магматизму [7]. Возраст пород Шаварын-Царама, вмещающих включения, определен в интервале от 1.2 ± 0.3 млн лет. [3] до 0.4 ± 0.1 млн лет [8].

Нами предпринята попытка датирования К/Аг-методом серии вулканических образований Шаварын-Царама по породам и минералам. Благодаря оригинальной методике, разработанной сотрудниками лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН [9], К/Аг-датирование образцов проводили из очень небольших навесок (1.5–4.0 мг). Выделение, сбор, очистку и измерение изотопного состава аргона проводили в непрерывном потоке сверхчистого гелия. Для выделения аргона из образцов использовали CO₂-лазер (10.6 мкм). Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре MAT-253 (Thermo Scientific). Содержание калия определяли методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500 Duo (Thermo Scientific) и на рентгеновском микроанализаторе JXA-8100.

Из всего многообразия ультраосновных ксенолитов Шаварын-Царама для исследования были выбраны шпинелевый лерцолит и хромдиопсидовый пироксенит, содержащие титанистый флогопит, клинопироксен-флогопит-апатитовая

Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения
Российской Академии наук, Владивосток
Институт земной коры Иркутского научного центра
Сибирского отделения Российской академии наук

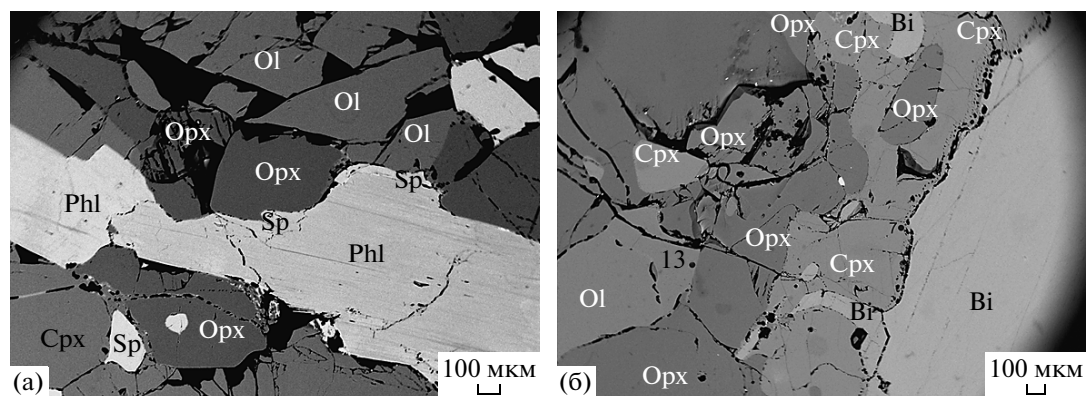


Рис. 1. Взаимоотношения минералов в слюдистых перидотитах. а – шпинелевый лерцолит; крупные кристаллы флогопита расположены внутри породы, контактируя со всеми минералами без видимых реакций. б – гранатовый лерцолит; кристаллы биотита отгорожены от минералов основной массы лерцолита прослоями клино- и ортопироксенов. Фото в отраженных электронах, рентгеновский микроанализатор JXA-8100. Орх – ортопироксен, Срх – клинопироксен, Ол – оливин, Phl – флогопит, Вл – биотит, Sp – шпинель.

порода (якупирангит?), а также гранатовый лерцолит с прослоем титанистого биотита. Из лав и шлаков базальтов отобраны мегакристаллы (до 2 см в длину) титанистого биотита. Также в выборку вошли фрагменты мегакристаллов санидина и вмещающие их лавы.

Как уже отмечалось ранее [3], первичный характер флогопита в шпинелевых и гранатовых лерцолитах, а также в хромдиопсидовых пироксенитах в первую очередь подтверждается отсутствием реакционных взаимоотношений с другими ассоциирующими минералами (рис. 1а). Кроме того,

флогопиты обладают высокой магнизиальностью и повышенным содержанием хрома, что также характерно для минералов данной ассоциации (табл. 1).

Контакт прослоя биотита и гранатового лерцолита обладает зональным строением: непосредственно с биотитом контактирует слой клинопироксена, который далее в сторону лерцолита сменяется слоем ортопироксена, за которым уже следует собственно лерцолит (рис. 1б). Небольшие кристаллы биотита встречаются внутри прослоя клинопироксена, частично выходя за него в

Таблица 1. Средние химические составы изученных слюд включений вулкана Шаварын-Царам (мас. %)

Компонент	Мегакристалл				Гранатовый лерцолит	Клинопироксенит	Шпинелевый лерцолит	Флогопитовый клинопироксенит (якупирангит?)
	Шц07-8А, n = 11	Шц07-17, n = 11	Шц07-22, n = 11	Шц07-5, n = 11				
SiO ₂	35.60	36.29	35.15	35.45	35.65	36.35	37.4	37.9
TiO ₂	11.47	11.19	11.32	11.67	11.21	6.13	5.38	2.96
Al ₂ O ₃	14.99	15.35	14.89	15.01	15.03	14.63	15.85	16.02
FeO	13.08	12.17	12.51	12.84	10.94	5.32	4.15	7.67
MgO	12.00	12.71	11.84	12.17	13.72	18.59	19.98	20.31
Na ₂ O	0.44	0.40	0.47	0.40	0.50	0.26	0.81	0.30
K ₂ O	9.97	9.85	9.79	9.89	10.04	9.99	9.46	10.54
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	–	1.28	0.62	–
F	–	–	–	–	–	–	–	2.13
Ba	–	0.72	–	–	–	–	–	–
Сумма	97.55	98.68	95.97	97.43	97.10	92.60	93.70	97.83
<i>f</i>	37.92	34.92	37.19	37.16	30.89	13.82	10.44	17.47

Примечание. Прочерк – ниже пределов обнаружения; *f* = Fe/(Fe + Mg), мол. %; *n* – число анализов.

Таблица 2. Результаты К–Аг-датирования пород и минералов палеовулкана Шаварын-Царам

Образец	Материал	К, мас. %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$, нг/г	$^{40}\text{Ar}_{\text{возд}}$, %	Возраст, млн лет
Шц07-3	Лавовый поток (вал)	3.11*	0.104 ± 0.009	72	0.50 ± 0.04
Шц07-9	Вулканическое стекло	3.81*	0.126 ± 0.009	84	0.49 ± 0.04
Шц07-4а	Мегакристалл санидина	7.58*	0.241 ± 0.018	70	0.47 ± 0.04
Шц07-4б	»	8.67*	0.32 ± 0.02	66	0.54 ± 0.04
Шц07-4	»	8.33*	0.25 ± 0.07	85	0.44 ± 0.12
Шц07-8а	Мегакристалл биотита	7.48*	0.73 ± 0.03	93	1.44 ± 0.02
Шц07-12	Прослой биотита из гранатового лерцолита	7.66*	0.72 ± 0.03	62	1.38 ± 0.09
Шц07-17	Мегакристалл биотита	7.76*	0.7 ± 0.03	67	1.33 ± 0.06
Шц07-22	»	7.67*	0.97 ± 0.04	71	1.87 ± 0.08
Шц07-05	»	7.60*	0.94 ± 0.04	93	1.82 ± 0.15
Шц07-22а	Флогопит из пироксенита	8.28*	1.05 ± 0.04	76	1.87 ± 0.08
Шц07-29	Флогопит из флогопитового клинопироксенита (якупирангит?)	8.00*	8.5 ± 0.4	61	15.5 ± 0.7
Шц07-19	Флогопит из шпинелевого лерцолита	7.85**	6.5 ± 0.3	19.4	12.2 ± 0.6

Примечание: * – определялось методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре iCAP 6500Duo (Thermo Scientific), ** – на рентгеновском микроанализаторе JXA-8100. При расчете возраста принимали $\lambda_k = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$ и $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$.

ортопироксен. В этом образце внутри собственно гранатового лерцолита слюда не встречена. Пироксены приконтактной части незначительно более магнезиальны, чем аналогичные минералы внутри лерцолита. В то же время все минералы данного образца наиболее железистые среди изученных перидотитов, а состав биотита близок составу мегакристаллов (табл. 1).

Якупирангит представлен овальным фрагментом клинопироксен-флогопитовой породы с прослой крупночешуйчатого флогопита и апатита на одной стороне. В прослой чешуйки слюды достигают 1.5 см, по форме и размерам они близки мегакристаллам в базальтах, но отличаются от них по составу. Флогопит якупирангита в прослой и внутри породы, так же как и апатит, содержит значительное количество фтора, что весьма характерно для щелочных интрузий.

Оценка *PT*-параметров образования исследованных объектов по минеральным термометрам дает достаточно большой разброс, однако не выходит за пределы параметров существования гранат-шпинелевого парагенезиса. Расчетная температура (в зависимости от использованного геотермометра) колеблется в интервале 1050–1150°C, давление не превышает 20–22 кбар [10]. Эти данные не противоречат ранее опубликованным материалам [7, 11, 12] и соответствуют условиям нижних горизонтов коры и верхов мантии.

Результаты К/Аг-датирования приведены в табл. 2. Выделяются четыре возрастных интервала: один – среднемиоценовый (15.5–12.2 млн лет

назад (л.н.) и три – четвертичные (1.87–1.82, 1.44–1.33 и 0.54–0.44 млн л.н.).

Наиболее молодой интервал (0.54–0.44 млн л.н.) соответствует, вероятно, времени излияния лав Шаварын-Царама. Эти датировки совпадают с К–Аг-датировкой базальта [8] и Аг–Аг-датировкой санидина [13]. Датировки мегакристаллов санидина соответствуют датировкам лавового потока и обломка вулканического стекла из резургентного материала постройки, что свидетельствует об отсутствии в санидине избыточного аргона вследствие полной дегазации мегакристаллов в результате теплового воздействия магматических расплавов и газов и отсутствия захваченных магматических газов (в том числе аргона-40) при кристаллизации. Возможно, санидин кристаллизовался в процессе заключительного вулканического извержения.

В отличие от санидинов слюды в виде мегакристаллов и в составе полнокристаллических включений содержат избыточный (унаследованный) аргон. По группированию датировок реконструируются среднемиоценовый и два четвертичных эпизода кристаллизации слюд.

Самый древний эпизод (15.5–12.2 млн л.н.) получен по флогопитам шпинелевого лерцолита и якупирангита. Он коррелирует с начальным этапом излияний калиевых базальтов на Угей-Нурском вулканическом поле Орхон-Селенгинского среднегорья.

Четвертичные эпизоды (1.44–1.33 и 1.87–1.82 млн л.н.) получены по флогопиту в пироксените, прослой биотита в гранатовом лерцолите и

мегакристаллам биотита. Они коррелируют с ранними четвертичными извержениями Тарят-Чулутынского поля. Лавы с возрастом 1.9 ± 0.1 и 1.2 ± 0.1 млн лет описаны на этом поле недалеко от вулкана Шаварын-Царам [14].

Анализ приведенных материалов показывает, что изученные ксенолиты более всего напоминают фрагменты глубинного щелочно-ультраосновного комплекса, формирование которого протекало в последние 15.5 млн лет и сопровождалось периодическим излиянием на поверхность щелочно-базальтоидных лав. Группирование датировок в интервалы не является случайным, а отражает известные вулканические события. Следовательно, слюды из включений вулкана Шаварын-Царам обладали высокой энергией активации миграции радиогенного аргона, обеспечившей его накопление при радиоактивном превращении ^{40}K и сохранность *in situ*. Приведенные данные показывают, что в кинетическом отношении высокая температура равновесия гранатового лерцолита ($1050\text{--}1150^\circ\text{C}$) и рассчитанное давление (20–22 кбар) играли в диффузии аргона роль взаимно компенсирующих факторов; высокая температура усиливала диффузию, а давление — подавляло ее.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 10–05–00371–а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др.* Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь — Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
2. *Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С. и др.* Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск: Гео, 2005. 268 с.
3. *Агафонов Л.В., Пинус Г.В., Леснов Ф.П. и др.* // ДАН. 1975. Т. 224. № 5. С. 1163–1165.
4. *Филиппов Л.В., Липовский Ю.О., Капитонова Т.А.* // Геохимия. 1976. № 4. С. 475–489.
5. *Кепежинская В.В.* Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.
6. *Stosch H.-G., Lugmair G.W., Kovalenko V.I.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1986. V. 50. № 12. P. 2601–2614.
7. *Коваленко В.И., Соловова И.П., Наумов В.Б. и др.* // Геохимия. 1986. № 3. С. 289–303.
8. *Кононова В.А., Иваненко В.В., Карпенко М.И. и др.* // ДАН. 1988. Т. 303. № 2. С. 454–457.
9. *Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A.* In.: Abstract Book European Society for Isotope Research. X Isotope Workshop. Zlotniki Lubanski: Univ. Wroclaw, 2009. P. 101.
10. *Brey G.P., Bulatov V.K., Girnits A.V.* // J. Petrol. 2008. V. 49. № 1. P. 3–24.
11. *Рябчиков И.Д., Коваленко В.И., Диков Ю.П. и др.* // Геохимия. 1981. № 6. С. 873–888.
12. *Салтыковский А.Я., Геншафт Ю.С.* Геодинамика кайнозойского вулканизма юго-востока Монголии. М.: Наука, 1985. 135 с.
13. *Кривоносова Е.В., Ярмолюк В.В., Монгуш А.А.* В сб.: Геоэкология природной среды и общества. Кызыл: Изд-во ТуВИКОПР СО РАН, 2005. В. 8. С. 92–99.
14. *Чувашова И.С., Рассказов С.В., Брандт С.Б.* // Изв. Иркут. гос. ун-та. Сер. Науки о Земле. 2010. Т. 3. № 1. С. 159–176.