

Свидетельства магматического смешения и ассимиляции в голоценовой тефре вулкана Хангар (Срединный хребет, Камчатка).

Толстых М.Л.¹, Певзнер М.М.², Бабанский А.Д.³

¹*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, 119991; e-mail: mashtol@mail.ru*

²*Геологический институт РАН, Москва*

³*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва*

Хангар (54°45' с.ш. 157°24' в.д., высота 2000 м) – самый южный вулкан Срединного хребта – расположен в крупной кальдере в пределах северной части Срединно-метаморфического массива (СММ) Камчатки, сложенного кристаллическими сланцами, амфиболитами, гранито-гнейсами и др. Согласно [8], пик метаморфизма и последующая гранитизация метаморфитов СММ датируются ранним эоценом (около 50 млн л.н.), однако формирование гранитных интрузий продолжалось вплоть до позднего миоцена [3]. Согласно [4], вулканическая структура Хангар была заложена в границах гранито-гнейсового купола в процессе формирования активного вулканического пояса Срединного хребта Камчатки. К настоящему времени установлено, что самые ранние вулканиты Хангара, представленные лавами андезибазальтового состава, имеют возраст около 7 млн лет [6]. После длительного перерыва (более 6 млн лет) вулканическая активность района возобновилась: около 0.4 млн л.н. начался рост серии рио-дацитовых экструзивных куполов, а формирование ныне существующего стратовулкана, сложенного породами преимущественно андезито-дацитового состава, началось только около 0.2 млн л.н. [7].

Около 6900 ¹⁴С л.н. произошло мощное (14-15 км³ материала) «субкальдерное» извержение стратовулкана Хангар [2, 5], в результате которого был образован крупный вершинный кратер, впоследствии заполненный озером. Тефра этого извержения (индекс ХГ) встречается в большинстве почвенно-пирокластических чехлов Центральной и Северной Камчатки. Извержение ХГ характеризуется кислым – дацит-риодацитовым – составом продуктов [2, 5]. Согласно [4], процесс генезиса этих магм связан с частичным плавлением гранито-гнейсового материала купола. О взаимодействии расплава с породами фундамента свидетельствует и смещение изотопных отношений в породах: ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr составляет 0.703-0.704 в дацитах Хангара, <0.702 и >0.706 в вулканитах прочих районов Камчатки и в гранито-гнейсах фундамента Хангара, соответственно. Сходным образом соотносятся и величины εNd: 4-7, 7-10, <3 в дацитах Хангара, вулканитах Камчатки и породах фундамента, соответственно [1]. Нами были изучены образцы крупных лапилли тефры извержения ХГ, отобранные на расстоянии шести километров от центра извержения, а также образцы гранитоидов, выходы которых расположены в кальдере Хангар.

Пемзовые лапилли, по составу отвечающие дацитам (SiO₂ 65-67 мас.%, FeO 3%, MgO 1%, K₂O 2%), представляют собой вспененную стекловатую массу с вкрапленниками, составляющими около 30% объема породы; среди вкрапленников преобладает плагиоклаз An 35-22 (изредка встречаются отдельные зоны роста An 50-60, см. рис. 1 а, б, таблица), кварц в виде округлых крупных зерен и биотит #Mg 49-51 (рис. 1в, таблица). Крайне редко встречаются кристаллы амфибола с шаровидными включениями клинопироксена. В качестве акцессорных минералов распространены обычные для вулканитов титаномагнетит, апатит, а также редкие циркон и монацит в виде кристаллических включений в биотите, кварце, плагиоклазе (рис. 1 г-е).

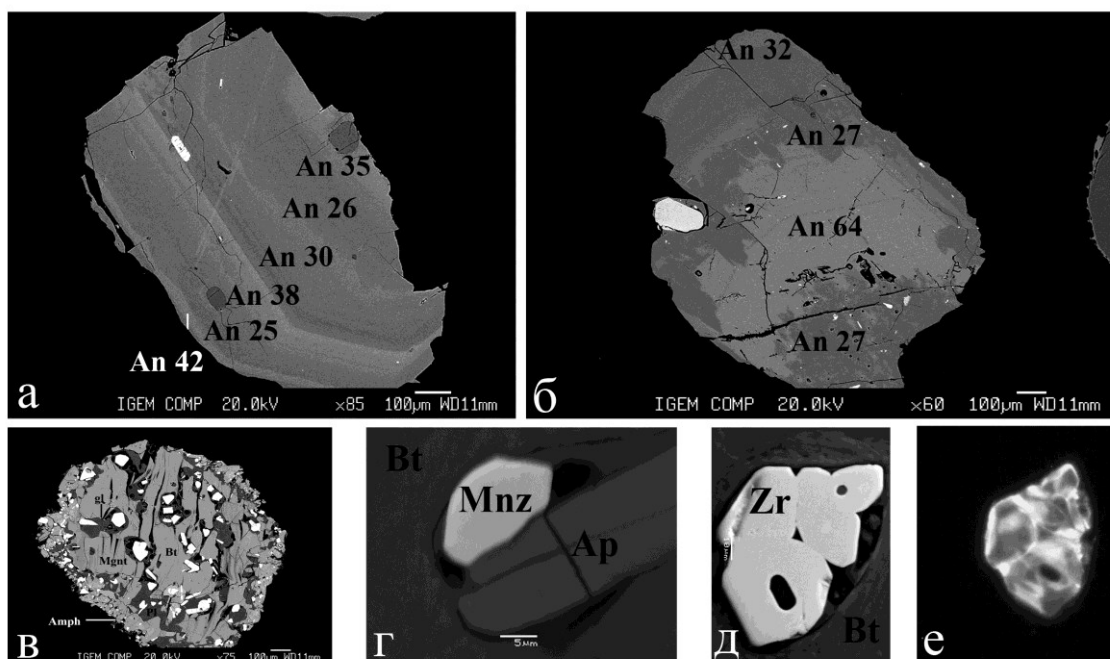


Рис. 1. Минералы вкрапленников и кристаллических включений в дацитовой тефре вулкана Хангар. а, б – зональные вкрапленники плагиоклаза; в – зерно биотита в реакционной кайме, г – кристаллическое включение монацита в биотите, д – сросток зерен циркона в биотите, е – его же CL-изображение.

Изображения получены при помощи микроанализатора Jeol JXA 8200, СЭМ JSM-5610LV и катодолюминисцентного анализатора КЛАВИ-1, ИГЕМ РАН.

Таблица. Представительные составы минералов тефры вулкана Хангар и гранитоидов, опробованных в кальдере.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	36.89	48.60	53.36	58.37	61.72	50.08	35.76	61.39	65.15
TiO ₂	3.97	0.97	0.07	-	-	-	3.43	-	-
Al ₂ O ₃	13.41	5.99	0.58	25.36	23.32	30.59	15.46	22.84	17.98
FeO	14.19	12.38	18.98	0.22	0.25	0.73	24.98	0.02	0.08
MnO	0.46	1.22	1.79	-	-	-	0.5	-	-
MgO	15.06	15.45	24.03	-	-	-	9.63	-	-
CaO	0.05	10.77	0.94	7.01	4.51	14.33	0.03	5.34	0.01
Na ₂ O	0.54	1.21	0.02	7.41	8.61	3.56	0.17	8.56	1.2
K ₂ O	8.19	0.31	0.00	0.45	0.64	0.10	9.18	0.29	15.29
Cl	0.26	0.03	0.01	-	-	-	0.02	-	-
Сумма	93.02	96.93	99.78	98.82	98.95	99.39	99.14	98.44	99.71
#Mg/An	0.51	0.56	0.56	33	22	69	0.25	25	89*

Примечание: 1-6 – минералы дацитов: 1-3 – вкрапленники биотита, амфибола и шаровидные включения пироксена в амфиболе соответственно, 4, 5 – центральная и краевая зоны вкрапленника плагиоклаза, 6 – промежуточная зона некоторых вкрапленников плагиоклаза, 7-9 – минералы гранитоидов: биотит, плагиоклаз и ортоклаз, соответственно. * – доля ортоклазового минала.

В состав гранитоидов (SiO₂ – 65 мас.%, FeO – 4%, MgO – 4%, K₂O – 2%) входит кварц, плагиоклаз An 23-30, ортоклаз Ort 89, биотит #Mg 25-26 (таблица), иногда хлоритизированный, а также магнетит, апатит и циркон.

Минералогические характеристики тефры и гранитоидов имеют ряд отличий. В гранитоидах отсутствуют амфибол-пироксеновая ассоциация, слюды гораздо менее магнизальные, чем слюды тефры (таблица). Плагиоклазы являются главной породообразующей фазой в породах обоих типов, причем везде преобладают разности

Ап 22-32, однако плагиоклазы тефры содержат более высокую примесь железа, чем плагиоклазы гранитоидов (таблица). Многие вкрапленники кислого плагиоклаза вулканитов содержат отдельные зоны гораздо более основного состава (до Ап 69, рис. 1б). Таким образом, специфика породообразующих минералов свидетельствует о значительном сходстве в составах исходных магм, однако минералы тефры фиксируют несколько более примитивный состав расплава и более высокотемпературный режим на некоторых этапах кристаллизации. Эти свидетельства неравновесности минеральных ассоциаций тефры (реакционные каймы по вкрапленникам биотита, шаровидные выделения пироксена), резорбированные зоны основного плагиоклаза во вкрапленниках говорят о достаточно резком изменении параметров в ходе кристаллизации. Возможно, это может трактоваться как свидетельства процессов магматического смешения, в частности, инъекции основного расплава в кислый очаг. Источником этого кислого расплава могли быть результаты частичного плавления гранитоидов фундамента вулканической постройки.

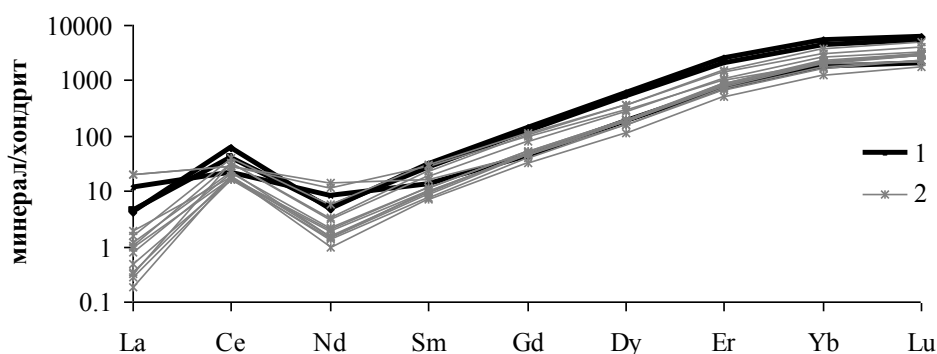


Рис. 2. Спайдер-диаграмма для цирконов тефры (1) и гранитоидов (2). Состав хондрита – по [11].

Сходство составов аксессуарных минералов, главным образом, циркона, обнаруженного как в интрузивных, так и в вулканических породах, позволяют предполагать общий генезис этих минералов (рис. 2). В области легких РЗЭ заметны некоторые расхождения (рис. 2), однако на спайдер-диаграмме сходство спектров РЗЭ цирконов из тефры и гранитов очевидно. По составам цирконы тефры также хорошо соотносятся с корпусом данных по цирконам из гранитоидов [9]. Косвенным подтверждением ксеногенного для вулканитов происхождения циркона является морфология зерен (рис. 1) с незначительной степенью удлинения (максимум 1:3) и сложным лоскутным характером зональности на CL-фото [10], причем лоскутная зональность характеризует и цирконы гранитоидов. Таким образом, можно рассматривать цирконы как элементы рестила. Присутствие в вулканических породах монацита (рис. 1г), характерного, главным образом, для метаморфитов, также может предполагать процесс частичного плавления соответствующего субстрата, которым являются гранито-гнейсы купола вулcano-тектонической структуры Хангар.

В результате исследований установлено, что:

- 1) голоценовая тефра вулкана Хангар сформирована в результате комплекса петрогенных процессов, одним из которых являлось магматическое смешение.
- 2) некоторые аксессуарные минералы в тефре ХГ (циркон, монацит) могут быть расценены как ксенофазы, источником которых являются магмы, образовавшиеся при частичном плавлении гранито-гнейсового купола.

Работа выполнена в соответствии с Госзаданием ГЕОХИ РАН № 0137-2019-0014 при финансовой поддержке из средств гранта РФФИ (18-05-00224).

Список литературы

1. *Асафов Е.В., Костицын Ю.А., Певзнер М.М. и др.* Изотопные признаки взаимодействия расплавов с фундаментом в четвертичных вулканитах Камчатки // XI Международная школа наук о Земле. 2013. Тезисы докладов. С. 12-15.
2. *Базанова Л.И., Певзнер М.М.* Хангар – еще один действующий вулкан на Камчатке // Доклады РАН. 2001. Т. 377. № 6. С. 800-802.
3. *Колосков А.В., Коваленко Д.В.* Новые возрастные датировки проявления кайнозойского магматизма на Камчатке // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. № 1. Вып. № 13. С. 231-236.
4. *Кутыев Ф.Ш., Лебедев М.М., Максимовский В.А.* О природе вулcano-тектонической структуры Хангар // Известия Вузов. Геология и разведка. 1976. № 7. С. 35-46.
5. *Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Базанова Л.И. и др.* Особый тип катастрофических эксплозивных извержений – голоценовые субкальдерные извержения Хангар, Ходуткинский «маар», Бараний Амфитеатр (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. № 2. С. 3-24.
6. *Певзнер М.М., Волинец А.О., Лебедев В.А. и др.* Начало вулканической деятельности в пределах Срединно-метаморфического массива (Срединный хребет, Камчатка) // ДАН. 2017. Т. 475. № 5. С. 546-550.
7. *Певзнер М.М., Лебедев В.А., Волинец А.О. и др.* Возраст стратовулканов Ичинский и Хангар (Срединный хребет, Камчатка) // Доклады Академии наук. 2019. Т. 489. №. 6. С. 82-86. DOI: 10.31857/S08659-56524896
8. *Соловьев А.В., Лучицкая М.В., Селянгин О.Б. и др.* Позднемеловой гранитоидный магматизм Срединного хребта Камчатки: геохронология и особенности // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2015. Т. 23. № 1. С. 1-23.
9. *Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reily S.Y. et al.* Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Cont. Mineral Petrol. 2002. V. 143. P. 602-622.
10. *Hanchar J., Hoskin Y.* Zircon. Reviews in Minerals and Geochemistry. V. 53. Washington, DC. 2003. 500 p.
11. *Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basins. // Geol. Soc. London, Special Publ. (Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry). 1989. V. 42. P. 313-345.