

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМ КРУПНЕЙШЕГО ГОЛОЦЕНОВОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ХАНГАР (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ КАМЧАТКИ) ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

© 2021 г. М. Л. Толстых^а, *, В. Б. Наумов^а, М. М. Певзнер^б, **,
А. Д. Бабанский^с, ***, Н. Н. Кононкова^а

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия

^бГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, Москва, 119017 Россия

^сИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*e-mail: mashtol@mail.ru

**e-mail: m_pevzner@mail.ru

***e-mail: baban@igem.ru

Поступила в редакцию 16.03.2020 г.

После доработки 25.06.2020 г.

Принята к публикации 28.06.2020 г.

Исследованы расплавные включения в минералах тефры дацитового состава крупнейшего голоценового извержения (возраст 7900 лет) вулкана Хангар (Срединный хребет, Камчатка). Определен состав расплавов, соответствующий дацит-риолиту ($\text{SiO}_2 = 70\text{--}77$ мас. %, сумма щелочей 6–7 мас. %) со средним содержанием воды ~5 мас. %. Расплавы характеризуются слабо проявленным Nb минимумом, а также меньшей обедненностью тяжелыми РЗЭ (в среднем $\text{La/Yb} = 7.1$), которая отличает их от расплавов Ичинского вулкана – еще одного действующего вулкана Срединного хребта. Определены температурные интервалы образования вкрапленников, которые составляют 750–785 и 830–870°C для разных парагенезисов. Обсуждаются свидетельства ассимиляции материала гранито-гнейсового фундамента магмами вулкана Хангар.

Ключевые слова: Камчатка, Срединный хребет, тефра, дациты, риолиты, расплавные включения

DOI: 10.31857/S0016752521020084

Хангар занимает особое место среди вулканов Камчатки. Во-первых, это один из двух действующих (Базанова, Певзнер, 2001) вулканов Срединного хребта Камчатки, голоценовая активность которых в значительной мере связана с постсубдукционными геодинамическими процессами (Авдейко и др., 2002, Volynets et al., 2010). Во-вторых, это мощный центр кислого вулканизма, который приурочен к весьма специфической тектонической депрессионной структуре, в основании которой находится крупный гранитно-метаморфический купол (Кутыев, 1976; Пузанков и др., 1979). И, наконец, вулкано-тектоническая структура Хангар достаточно мало освещена в геохимической и петрологической литературе.

Целью данной работы было установление составов расплавов, формировавших тефру крупнейшего эксплозивного извержения вулкана Хангар в голоценовое время, а также поиск маркеров участия материала гранитоидов в магмогенезисе этого вулканического центра.

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ХАНГАР – ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ИСТОРИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ

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 другими породами (Кутыев, 1976). Согласно (Соловьев и др., 2015), пик метаморфизма и последующая гранитизация метаморфитов СММ датируются ранним эоценом (около 50 млн л.н.), однако формирование гранитных интрузий продолжалось вплоть до позднего миоцена (Колосков, Коваленко, 2009). Согласно (Кутыев, 1976) вулканическая структура Хангар (рис. 1) была заложена на гранито-гнейсовом куполе в процессе формирования активного вулканического пояса Срединного хребта Камчатки. Породы купола относят к Крутогоровскому комплексу гнейсоплагиогранитов

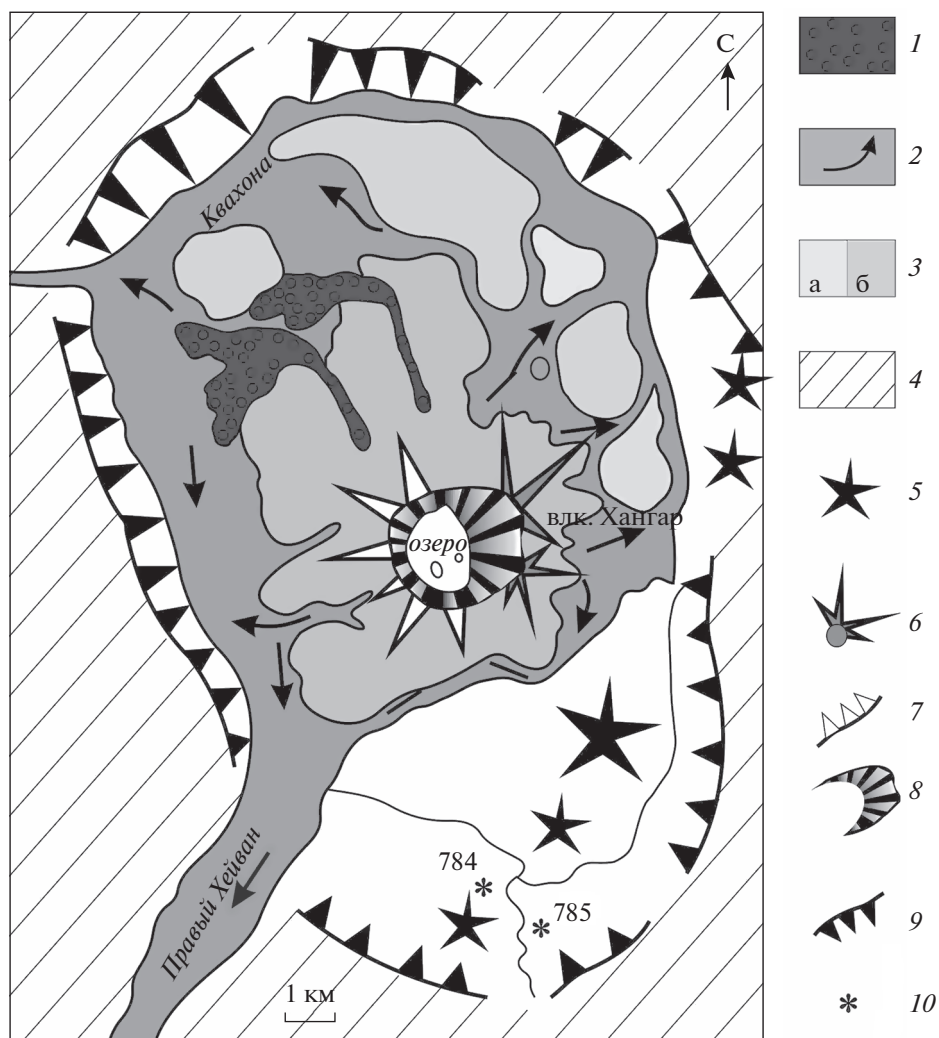


Рис. 1. Схематическое строение вулcano-тектонической структуры Хангар по (Базанова, Певзнер, 2001, Мелекесцев и др., 1996) с дополнениями. 1–2 – пирокластические потоки соответственно верхней и нижней части покрова извержения ХГ (7.9 тыс. л.н.), стрелками показано направление движения; 3 а – экструзии среднего миоцена, б – стратовулкан позднего миоцена; 4 – нерасчлененные породы Срединно-метаморфического массива; 5 – наложенная зона шлаковых конусов позднего миоцена; 6–7 – фрагменты вулканических построек, разрушенные извержением ХГ: 6 – вершина стартовулкана, 7 – привершинные экструзии; 8 – кратерная воронка; 9 – уступ кальдеры Хангар; 10 – точки опробования тefры извержения ХГ.

раннемелового возраста (Геологическая карта, 2016; Соловьев, 2015).

К настоящему времени установлено, что самые ранние вулканы массива Хангар, представленные лавами андезибазальтового состава, образовались около 7 млн лет (Певзнер и др., 2017). После длительного перерыва (более 6 млн лет) вулканическая активность района возобновилась. Около 0.4 млн л.н. в кальдере начался рост серии риодацитовых экструзивных куполов. Формирование ныне существующего стратовулкана, сложенного породами преимущественно андезито-дацитового состава, началось только около 0.2 млн л. н. (Певзнер и др., 2019).

Около 7.9 тыс. л.н. (Cook et al., 2018) произошло мощное извержение стратовулкана Хангар, в

ходе которого было образовано 2–3 км³ пирокластических потоков и не менее 10 км³ тefры (Базанова, Певзнер, 2002; Мелекесцев и др., 1996). Тefра этого извержения встречается в большинстве почвенно-пирокластических чехлов Центральной и Северной Камчатки на расстоянии до 500 км от вулкана, ей присвоен индекс ХГ (Пономарева и др., 2010; Braitseva et al., 1997). Извержение ХГ характеризуется кислым – дацит-риодацитовым – составом продуктов (Базанова, Певзнер, 2001; Мелекесцев и др., 1996; Пузанков и др., 1979). Согласно (Кутыев, 1976), процесс генезиса поздних кислых магм связан с частичным плавлением гранито-гнейсового материала купола при внедрении в зону очага новых порций магматических расплавов. Контаминация магм веществом фундамента

подтверждается обилием ксенолитов гранитоидов в лавах Хангара (Пузанков и др., 1979).

Нами были изучены образцы крупных лапилли тефры (от 2 до 9 см в диаметре) извержения ХГ, отобранные на расстоянии около семи километров от эруптивного центра. В обоих случаях опробовалась тефра из шурфов, заложенных в верховьях руч. Голодьак на лавах плейстоценового возраста (т. 784: 54°41'25.60" с.ш., 157°23'32.70" в.д. и т. 785: 54°41'16.89" с.ш., 157°24'23.85" в.д.).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Химический состав пород определялся при помощи рентгенофлуоресцентного метода (РФА) в Лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН.

Для исследования состава расплавов отбирались зерна минералов-вкрапленников с природно-закаленными стекловатыми расплавленными включениями. Отсутствие реакционных кайм и зональности включений фиксировалось при помощи микронзондового профилирования крупных включений. Содержания петрогенных элементов, Cl, F, SO₂ в стеклах включений и основной массы, а также в минералах определялись при помощи электронно-зондового микроанализа (EPMA) на приборах Cameca SX-100 (ГЕОХИ РАН) и Jeol JXA 8200 (ИГЕМ РАН) при параметрах 15–30 нА, 15 кВ, по площадке 3 × 3 мкм для минералов, 5 × 5 и 10 × 10 мкм для стекол. Содержания элементов-примесей в минералах и стеклах включений измерялись при помощи метода вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) на анализаторе Cameca IMS-4f Центра Коллективного пользования “Диагностика микро- и макро-структур”, г. Ярославль. Детали методик приведены в работе (Portnyagin et al., 2007). Референсный образец риолитового стекла АГНО-G (Jochum et al., 2006) анализировался вместе с серией образцов. Составы некоторых аксессуарных минералов были получены на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV с энергодисперсионным аналитическим спектрометром AztecOne при ускоряющем напряжении 24 кВ по площадке 1–7 мкм в Лаборатории кристаллохимии минералов ИГЕМ РАН.

ОПИСАНИЕ ПОРОД

Изученные образцы тефры 784 и 785 (табл. 1) представляют собой светло-серые, иногда желтоватые пемзовидные лапилли, сложенные вспененным стеклом (пористость не более 30–40%), а также вкрапленниками плагиоклаза, кварца, биотита, амфиболов в объемных соотношениях 50 : 25 : 20 : 5, соответственно. Вкрапленники составляют около 30 об. % породы. Аксессуарные минералы представлены титаномagnetитом, апатитом, цирконом и монацитом. Циркон и мона-

Таблица 1. Содержание петрогенных (мас. %) и микроэлементов (ppm) в образцах 784, 785 тефры ХГ вулкана Хангар

Компонент	784	785
SiO ₂	67.53	65.37
TiO ₂	0.39	0.41
Al ₂ O ₃	15.55	15.46
Fe ₂ O ₃	2.95	3.25
MnO	0.09	0.10
MgO	1.09	1.15
CaO	2.65	3.03
Na ₂ O	4.55	4.41
K ₂ O	2.30	2.21
P ₂ O ₅	0.15	0.18
Сумма	97.25	95.57
Cr	12	<10
V	38	37
Cu	30	28
Zn	50	49
Rb	51	49
Sr	327	332
Zr	156	154
Ba	653	680
Y	23	19
Nb	11	11

Примечания. Анализы получены методом рентгенофлуоресцентного анализа.

цит были обнаружены исключительно в виде кристаллических включений в крупных вкрапленниках биотита и реже кварца.

Составы пород представлены в табл. 1. Поскольку их химические и петрографические характеристики очень близки, в дальнейшем они будут описываться вместе, без упоминания номера образца. Составы минералов приведены в табл. 2–5.

Плагиоклазы. Можно выделить плагиоклазы двух генераций: *An* 55–69 и *An* 22–42 соответственно (рис. 2, 3). Наиболее основные плагиоклазы (*An* > 50) встречаются редко (не более 5% проанализированных плагиоклазов), лишь в виде реликтовых резорбированных зон в крупных зернах (рис. 1б) или в виде включений в биотите. Плагиоклаз этой генерации характеризуется повышенным содержанием FeO (до 0.7 мас. %) и пониженным – K₂O (около 0.1 мас. %). Вкрапленники плагиоклазов олигоклаз-андезинового ряда характеризуются сложной повторяющейся зональностью, часто обратной, с незначительным диапазоном анортитовой составляющей *An* 22–32 (рис. 2), иногда до *An* 42 в кайме. Более кислый

Таблица 2. Представительные анализы плагиоклазов в тефре ХГ вулкана Хангар

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	50.08	58.37	59.73	61.72	56.46	61.73	60.32	61.89	52.17	61.47	62.04
Al ₂ O ₃	31.59	25.36	23.04	23.32	27.34	23.64	23.86	24.34	30.56	24.27	23.78
FeO	0.73	0.22	0.08	0.15	0.23	0.16	0.17	0.16	0.25	0.11	0.21
CaO	14.33	7.01	6.67	4.51	8.86	5.79	6.23	5.74	13.15	5.84	4.75
Na ₂ O	3.56	7.41	8.11	8.61	6.48	8.00	7.66	8.02	4.02	7.84	8.48
K ₂ O	0.10	0.45	0.52	0.64	0.28	0.52	0.47	0.57	0.14	0.52	0.65
Сумма	100.39	99.82	98.15	98.95	99.65	99.84	98.71	100.72	100.29	100.05	99.91
An	69	33	30	22	42	28	30	27	64	28	23

Примечания. 1–3 включения в минералах (1, 2 – в биотите, 3 – в кварце); 4, 6, 8 – центральные зоны вкрапленников; 9 – промежуточная зона вкрапленника; 5, 7, 10 – краевые зоны вкрапленников; 11 – микролит.

Таблица 3. Представительные анализы темноцветных минералов тефры ХГ вулкана Хангар

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	47.96	48.63	44.89	53.36	53.68	38.12	38.89	38.08	37.40	37.26
TiO ₂	1.18	1.00	2.04	0.07	0.09	4.09	4.25	4.07	4.09	4.07
Al ₂ O ₃	7.01	5.99	9.70	0.58	0.67	14.23	14.48	14.18	13.73	13.48
FeO	11.16	12.49	12.37	18.98	17.82	15.28	12.19	14.23	15.19	15.63
MnO	0.69	1.31	0.56	1.79	2.37	0.35	0.18	0.38	0.46	0.44
MgO	16.21	15.13	14.17	24.03	24.63	15.18	16.16	14.43	14.89	14.63
CaO	11.01	10.86	10.47	0.94	0.50	0.26	0.16	0.07	0.05	0.06
Na ₂ O	1.41	1.25	1.92	0.02	0.03	0.50	0.84	0.57	0.43	0.45
K ₂ O	0.29	0.32	0.45	–	–	7.35	7.50	7.93	7.84	7.71
Cl	0.01	–	0.02	0.01	0.01	0.30	0.46	0.33	0.07	0.07
F	–	–	0.44	–	–	0.09	0.08	0.08	0.28	0.26
Сумма	96.93	96.98	97.03	99.78	99.80	95.75	95.19	94.35	94.43	94.06

Примечания. 1, 2 – мелкий и среднеразмерный вкрапленники амфибола; 3 – зерно амфибола из каймы обрастания по биотиту (рис. 3в); 4, 5 – округлые кристаллические включения пироксена в зерне амфибола; 6–10 – вкрапленники биотита.

Таблица 4. Составы аксессуарных минералов тефры ХГ вулкана Хангар

Компонент	1	2	3	4	Компонент	5	6
SiO ₂	0.11	0.29	0.30	0.29	P ₂ O ₅	28.48	28.25
TiO ₂	6.71	34.62	6.62	0.02	La ₂ O ₃	16.26	15.31
Al ₂ O ₃	1.98	0.18	1.82	0.02	Ce ₂ O ₃	31.4	30.63
FeO	78.61	58.49	83.92	0.90	Nd ₂ O ₃	11.34	11.64
MnO	0.66	1.50	0.70	0.20	CaO	2.12	2.48
MgO	1.52	1.41	1.56	0.19	SO ₃	2.69	2.47
CaO	0.01	–	–	52.15	ThO ₂	2.49	3.00
Na ₂ O	–	–	–	0.14	Pr ₂ O ₃	2.84	2.83
K ₂ O	–	–	0.01	–	Sm ₂ O ₃	0.84	1.16
P ₂ O ₅	0.22	–	–	40.45	Eu ₂ O ₃	0.56	0.66
Cl	–	–	–	0.69	Gd ₂ O ₃	0.99	1.28
F	–	–	–	2.94	Er ₂ O ₃	–	0.28
Сумма	89.82	96.49	94.93	98.02	Сумма	100	100

Примечания. 1–3 – зерна рудного минерала (1, 3 – кристаллическое включение в биотите, 2 – микровкрапленник); 4 – апатит из каймы обрастания по биотиту; 6, 7 – кристаллические включения монацита в биотите и кварце, соответственно.

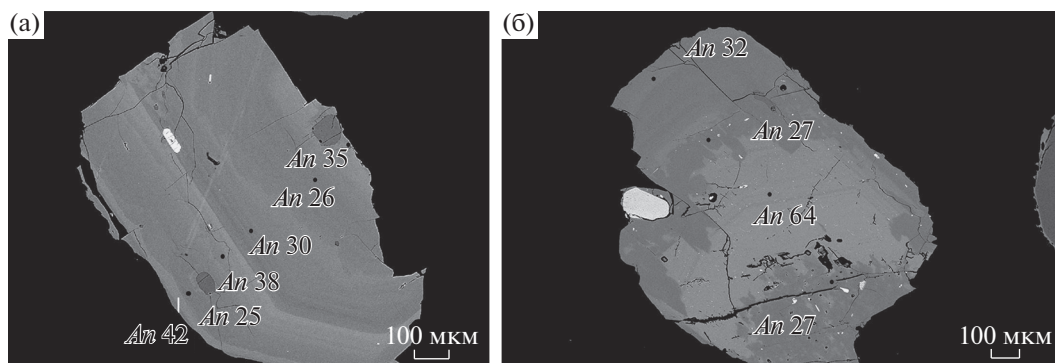


Рис. 2. Зональные вкрапленники плагиоклаза тефры извержения ХГ. Изображения получены при помощи микроанализатора Jeol JXA 8200, ИГЕМ РАН.

плагиоклаз ($An\ 24\text{--}30$) также широко распространен в виде кристаллических включений в кварце, более основном плагиоклазе и биотите (табл. 2), а также в составе полиминеральных агрегатов реакционных кайм по биотиту (рис. 3в) и микролитов.

Эти плагиоклазы характеризуются относительно высокими концентрациями K_2O — до 0.6 мас. % и кремнезема — 58–62 мас. %. Таким образом, плагиоклазы регистрируют сложную

многостадийную историю магмогенеза с кратковременной дестабилизацией условий в очаге, зафиксированной в зоне роста основного плагиоклаза (рис. 1б), заключенной внутри плагиоклазов между более кислым ядром и внешней каймой.

БИОТИТ является наиболее распространенным темноцветным минералом в породах, представлен в виде разноразмерных идиоморфных вкрапленников, а также в виде зерен в полиминераль-

Таблица 5. Содержание редких элементов (ppm) в цирконах тефры ХГ и гранитоидов вулкана Хангар

Элемент	1	2	3	4	5	6	7
Ba	19.2	28.1	31.5	1.1	6.5	5.1	3.6
Sr	3.9	5.0	43.4	1.0	4.7	5.5	4.5
La	1.0	1.0	1.1	0.1	0.4	0.2	0.2
Ce	36.5	24.6	94.4	11.8	23.9	20.0	11.1
Nd	2.3	2.4	14.0	0.8	2.7	1.5	0.6
Sm	4.7	4.0	27.9	1.5	4.8	2.9	1.2
Gd	32.0	27.4	159.2	11.3	26.0	18.7	9.1
Eu	1.4	1.3	9.9	0.7	1.5	1.0	0.6
Dy	148	132	549	50	95	70	41
Er	406	345	1148	143	233	184	117
Yb	954	789	2189	412	565	488	344
Lu	162	135	350	76	101	83	61
Y	2003	1738	5853	777	1178	937	512
Ti	47.8	34.2	40.5	7.17	19.2	30.9	18.2
Nb	15.3	14.0	17.7	35.0	8.3	20.8	3.4
Hf	11741	11828	8809	11684	13187	12596	12677
Th	126	69	386	68	156	100	76
U	364	222	657	204	341	294	259
P	545	853	1184	200	348	432	-14
Ca	342	238	1260	56	809	1075	547
T°, C	892	854	873	706	794	843	789

Примечания. 1–3— кристаллические включения во вкрапленниках биотита тефры; 4–7 — зерна циркона из гранитоидов основания вулканогенно-тектонической структуры Хангар; $T^\circ C$ рассчитана согласно (Watson et al., 2006).

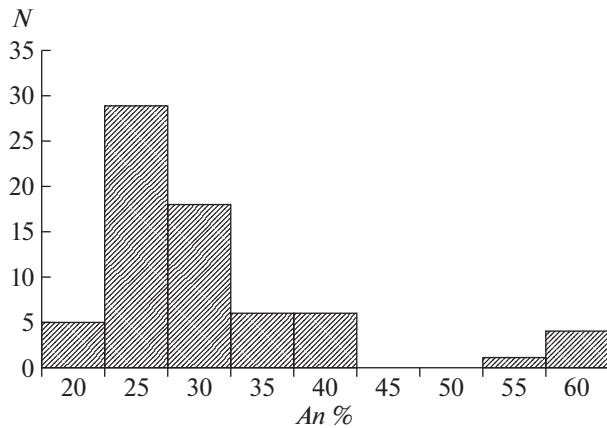


Рис. 3. Гистограмма распределения плагиоклазов тефры ХГ по составам. *An* – анортит, *N* – количество анализов.

ных агрегатах. Все вкрапленники биотита схожи по составу (табл. 3) и насыщены кристаллическими включениями рудного минерала (титаномагнетита), плагиоклаза, апатита, цирконов и монацита (рис. 4, 5). Некоторые вкрапленники сильно разрушены и окружены поликристаллической каймой (рис. 4в), которую составляют плагиоклаз, амфибол и акцессорные минералы: апатит, ильменит, титаномагнетит.

Кварц образует крупные (>0.3 мм) округлые вкрапленники, иногда содержащие кристаллические включения плагиоклаза (табл. 2) и некоторых акцессорных минералов, в том числе цирконов и монацита, а также расплавные включения. Зерна кварца не встречаются в реакционных каймах, а также в виде кристаллических включений в других минералах.

Амфибол чрезвычайно редко встречается в виде отдельных вкрапленников. Как правило, такие зерна отличаются сильным удлинением, окружены более мелкими зернами амфибола того же состава и содержат огромное количество кристаллических включений, в том числе ортопироксена и титаномагнетита. Амфибол отдельных вкрапленников отвечает по составу роговым обманкам, в то время как выделения амфибола в полиминеральных каймах по биотиту относятся к чермакит-паргаситовому ряду, обогащены глиноземом и титаном (табл. 3).

Пироксен. Этот минерал (табл. 3) обнаружен только в виде кристаллических включений в амфиболе: это округлые не крупные (не более 0.02 мм) зерна гиперстена *En* 67–68.

Акцессорные минералы. К наиболее распространенным акцессориям относятся рудные минералы (титаномагнетит, ильменит), а также фтор-apatит (табл. 4). Рудные минералы образуют как отдельные вкрапленники, так и кристаллические включения, апатит встречается в виде включений и в составе полиминеральных кайм вокруг вкрапленников биотита. Кроме того, в виде кристаллических включений в кварце и биотите обнаружены циркон и монацит, причем по составу эти кристаллические включения в разных минералах практически идентичны (табл. 4, 5).

ИССЛЕДОВАНИЕ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Были проанализированы природнозакаленные стекловатые расплавные включения в плагиоклазе, кварце, амфиболе, биотите, а также стекла основной массы, свободные от микролитов.

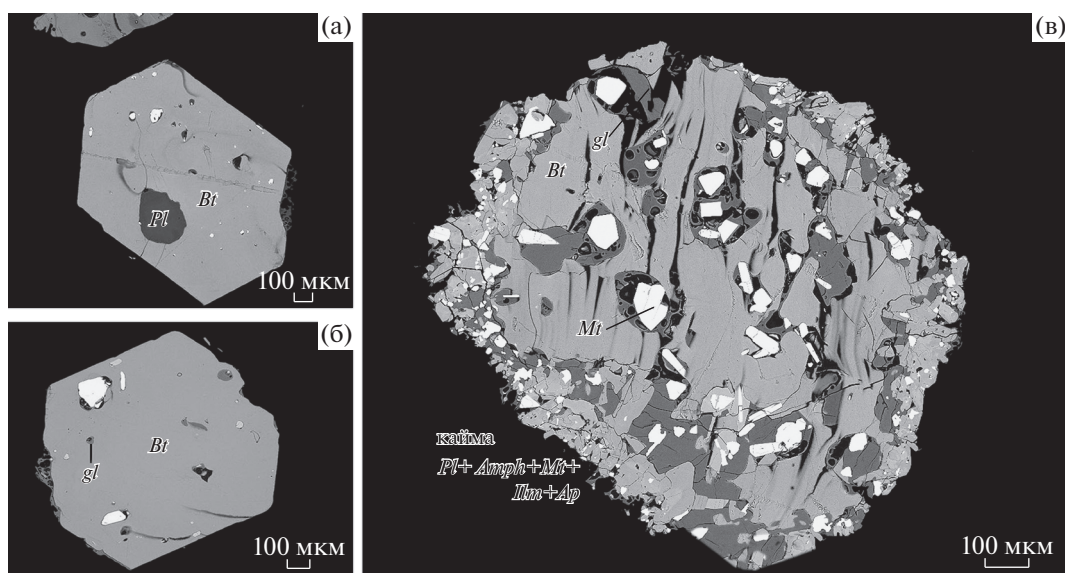


Рис. 4. Вкрапленники биотита тефры ХГ. Изображения получены при помощи микроанализатора Jeol JXA 8200, ИГЕМ РАН.

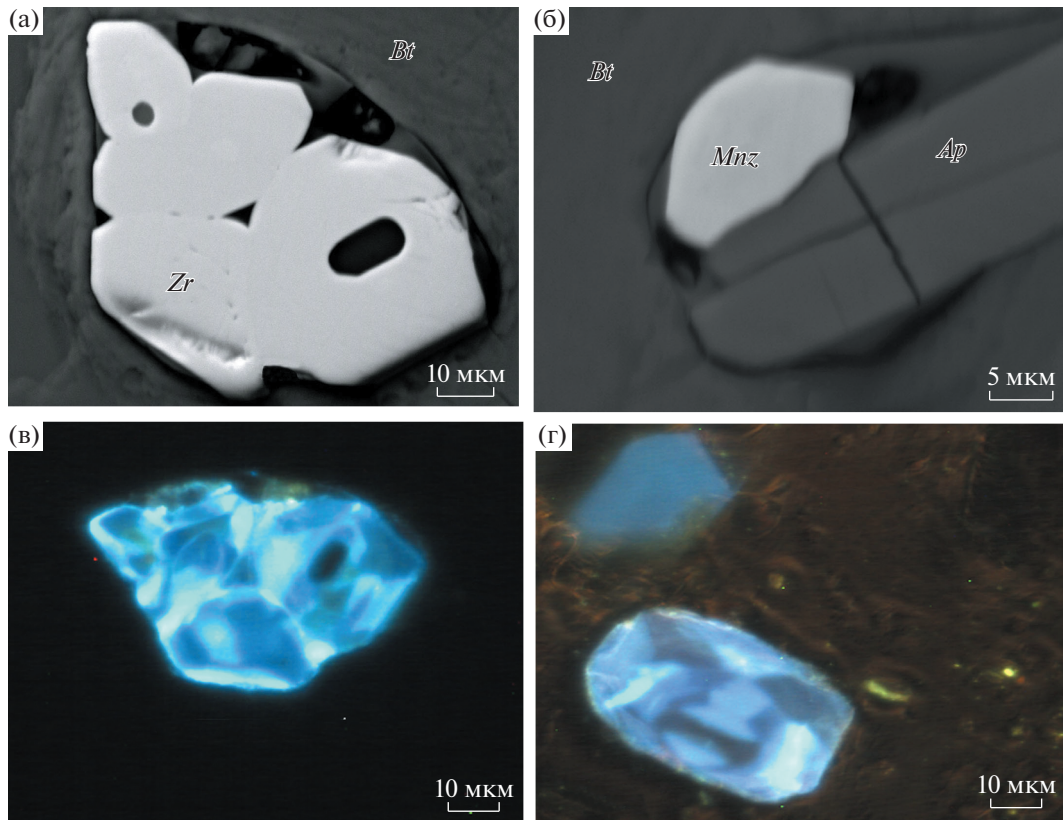


Рис. 5. Кристаллические включения цирконов (а, в) и монацита (б) в биотите тефры ХГ, а также зерно циркона из гранитов основания вулcano-тектонической структуры Хангар (г). *Zr*, *Mnz* – циркон и монацит, соответственно. Изображения а, б получены при помощи сканирующего электронного микроскопа JSM-5610LV в отраженных электронах (BSE COMPO), в, г – при помощи катодолуминесцентного анализатора КЛАВИ-1, лаборатория кристаллохимии минералов им. Белова, ИГЕМ РАН.

Выбирались включения размером более 15 мкм, с объемом пузырька не более 12–15% от общего объема включения, без визуально заметных нарушений. Стоит отметить, что включения в разных минералах имели некоторые общие морфологические особенности: округлые формы, иногда ассиметричные. Практически не встречались включения в форме обратных кристаллов, а также включения бипирамидальной формы, обычные для кварца и ранее описанные в некоторых пирокластических породах Хангара (Бакуменко и др., 1970). Отметим, что включения в биотите, даже визуально похожие на герметичные, в связи со структурой минерала нельзя считать изолированными; действительно, по составу они чаще всего практически не отличаются от стекол основной массы, в том числе и по высоким суммам анализа.

Все анализы стекол приведены в табл. 6. Это стекла риодацит-риолитового состава ($\text{SiO}_2 = 71\text{--}76$ мас. %, высоко- и умереннокалиевые ($\text{K}_2\text{O} = 2.9\text{--}4.4$ мас. %), с невысокими содержаниями титана, железа и магния (средние значения TiO_2 , FeO , MgO : 0.13, 0.68 и 0.1 мас. %, соответственно).

Включения в разных минералах чрезвычайно близки по составу; главным различием можно считать дефицит суммы макрохимического анализа. Наименьший дефицит суммы обнаруживают стекла основной массы и большинства включений в биотите.

Стоит отметить, что чаще всего анализы стекол с наибольшим дефицитом сумм отличаются также пониженными концентрациями Na_2O и слегка повышенными – SiO_2 и Al_2O_3 (Nielsen, Sigurdsson, 1981; Spray, 1995). В случае расплавов вулкана Хангар наблюдается очень слабая прямая корреляция содержаний Na_2O и суммы анализа ($R^2 = 0.22$), и чуть более заметная обратная корреляция SiO_2 и дефицита суммы анализа ($R^2 = 0.61$). Возможно, эти особенности анализа связаны со структурными особенностями стекол, поскольку подобные составы отмечены на разных приборах с разными параметрами анализа.

Обычно дефицит суммы при анализе стекол связан с присутствием H_2O в расплаве. Во включениях тефры вулкана Хангар при анализе с помощью SIMS зафиксированы содержания воды

Таблица 6. Химический состав (мас. %) стекол расплавных включений и основной массы тефры ХГ вулкана Хангар

№ включения	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	P ₂ O ₅	Сумма	Мин*
Образец 785 (расплавные включения)													
1	70.02	0.16	12.74	0.58	0.05	0.09	0.98	3.00	3.77	0.07	0.01	91.48	An 34
2	70.13	0.09	14.20	0.59	0.06	0.10	1.79	2.77	3.05	0.07	0.03	92.87	An 29
3	70.59	0.12	12.08	0.77	0.11	0.14	0.43	3.10	4.26	0.11	0.05	91.74	An 26
4	70.77	0.13	12.94	0.69	0.05	0.08	0.62	2.41	3.93	0.10	—	91.68	An 29
5	70.94	0.11	13.00	0.79	0.05	0.10	0.74	2.39	3.84	0.08	—	92.01	An 29
6	70.98	0.14	12.28	0.62	0.09	0.08	0.60	2.00	4.39	0.09	0.02	91.32	An 28
7	71.01	0.17	11.92	0.52	0.12	0.08	0.54	2.80	4.16	0.09	0.04	91.42	An 28
8	71.10	0.10	11.83	0.64	0.11	0.08	0.52	2.61	4.33	0.08	0.00	91.37	An 25
9	71.55	0.07	11.29	0.55	0.06	0.11	0.72	2.07	3.55	0.07	0.02	90.06	An 29
10	71.57	0.08	12.95	0.47	0.06	0.05	1.32	2.22	3.37	0.06	—	92.11	An 27
11	71.64	0.17	12.06	0.67	0.03	0.09	0.64	2.15	3.99	0.09	0.03	91.54	An 29
12	71.68	0.12	11.28	0.48	0.13	0.06	0.50	2.90	3.96	0.09	0.02	91.24	An 27
13	71.69	0.13	11.05	0.53	0.07	0.10	0.72	3.12	3.64	0.08	0.04	91.17	Q
14	72.03	0.06	11.35	0.38	0.04	0.07	0.68	2.76	3.65	0.08	0.00	91.10	Q
15	72.05	0.09	10.97	0.41	0.08	0.11	0.61	2.69	4.31	0.06	0.00	91.38	Q
16	72.10	0.10	11.88	0.58	0.06	0.09	0.55	3.29	3.83	0.08	0.02	92.59	An 25
17	72.11	0.35	12.21	1.21	0.04	0.27	0.87	2.09	3.41	0.09	—	92.61	An 29
18	72.15	0.12	10.78	0.62	0.06	0.16	0.62	1.41	3.57	0.06	0.03	89.59	An 40
19	72.16	0.13	11.29	0.53	0.06	0.08	0.78	2.61	3.61	0.08	0.04	91.36	Q
20	72.16	0.16	13.88	0.89	0.02	0.18	2.09	2.77	2.94	0.06	—	95.13	Amph
21	72.32	0.13	11.11	0.56	0.01	0.08	0.78	3.13	3.52	0.07	0.02	91.70	Q
22	72.41	0.10	11.20	0.47	0.05	0.11	0.61	2.95	3.63	0.09	0.00	91.61	Q
23	72.45	0.18	11.21	0.54	0.09	0.12	0.74	2.86	3.53	0.08	0.02	91.83	Q
24	72.97	0.09	11.60	0.81	0.11	0.05	0.76	1.69	3.07	0.09	0.02	91.23	Amph
25	73.10	0.07	11.26	0.41	0.07	0.04	0.56	2.89	3.62	0.07	0.01	92.08	Q
26	73.44	0.06	11.09	0.52	0.06	0.07	0.57	2.54	3.52	0.06	0.00	91.90	Q
27	73.58	0.11	11.48	0.54	0.02	0.15	0.74	2.72	3.33	0.09	0.01	92.75	Om
28	73.68	0.23	12.23	1.02	0.03	0.24	1.06	2.62	3.57	0.07	—	94.75	Amph
29	73.71	0.14	11.64	0.47	0.06	0.11	0.74	2.31	3.25	0.08	0.02	92.53	Q
30	73.74	0.14	11.57	0.66	0.08	0.30	0.96	3.25	3.65	0.06	0.04	94.46	Amph
31	73.77	0.14	11.59	0.60	0.02	0.07	0.75	2.83	3.71	0.08	—	93.60	Q
32	73.93	0.15	11.90	0.79	0.06	0.04	0.80	3.11	3.70	0.07	0.01	94.55	Bt
33	73.94	0.12	11.91	0.63	0.07	0.09	0.74	3.13	3.77	0.06	—	94.45	Q
34	74.07	0.07	11.47	0.79	0.09	0.08	0.73	3.33	3.54	0.04	0.00	94.22	Q
35	74.17	0.13	12.02	0.62	0.02	0.08	0.83	3.16	3.88	0.08	—	95.02	Bt
36	74.17	0.11	11.07	0.67	0.03	0.18	0.53	2.66	3.23	0.07	0.02	92.73	An 29
37	74.18	0.10	11.19	0.59	0.09	0.09	0.59	2.21	3.69	0.08	0.03	92.83	An 33
38	74.21	0.18	12.05	0.74	0.02	0.08	1.04	2.90	3.80	0.08	—	95.09	Bt
39	74.25	0.10	11.01	0.66	0.03	0.14	0.77	2.44	2.98	0.08	0.05	92.53	An 29
40	74.29	0.11	11.85	0.69	0.10	0.09	0.78	2.90	3.79	0.08	—	94.65	Bt
41	74.32	0.14	11.59	1.91	0.07	0.05	0.80	3.41	2.52	0.08	0.04	94.94	Mt
42	74.39	0.14	11.87	0.85	0.02	0.08	0.74	3.39	3.81	0.08	—	95.36	Bt
43	74.41	0.14	11.06	0.67	0.04	0.19	0.56	2.38	3.26	0.07	0.00	92.82	An 40
44	74.44	0.16	11.90	0.78	0.03	0.10	0.76	3.22	3.83	0.07	—	95.30	Bt
45	74.50	0.17	12.44	0.78	0.09	0.08	0.84	3.16	3.79	0.08	0.02	95.99	Bt
46	74.67	0.17	12.09	0.79	0.07	0.08	0.76	3.02	3.99	0.06	—	95.80	Bt
47	74.72	0.16	12.31	0.81	0.07	0.09	0.78	3.49	3.82	0.07	—	96.36	Bt
48	74.84	0.15	12.40	0.77	0.09	0.07	0.77	2.78	3.80	0.07	—	95.77	Bt
49	74.84	0.14	12.26	0.76	0.08	0.12	0.75	2.98	3.84	0.06	—	95.82	Bt
50	74.90	0.10	11.85	0.70	0.11	0.09	0.80	3.55	3.67	0.07	0.02	95.85	Bt
51	75.14	0.12	12.20	0.61	0.07	0.09	0.77	2.33	3.71	0.09	0.01	95.13	Bt
52	75.22	0.16	12.51	0.76	0.12	0.11	0.88	3.24	3.85	0.07	0.02	96.91	Bt

Таблица 6. Окончание

№ включения	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cl	P ₂ O ₅	Сумма	Мин*
53	75.52	0.12	12.06	0.78	0.10	0.06	0.77	3.22	3.83	0.07	—	96.56	<i>Bt</i>
54	75.54	0.14	12.08	0.63	0.07	0.08	0.79	3.70	3.65	0.07	0.01	96.75	<i>Bt</i>
55	75.61	0.18	12.07	0.84	0.06	0.07	0.73	2.79	3.79	0.08	—	96.20	<i>Bt</i>
56	75.76	0.13	12.51	0.85	0.09	0.11	0.91	3.83	3.73	0.09	0.00	98.04	<i>Bt</i>
57	77.48	0.10	11.23	0.41	0.01	0.06	0.57	3.17	3.87	0.08	—	96.96	<i>Q</i>
Образец 785 (стекла основной массы)													
58	74.40	0.12	11.86	0.68	0.12	0.08	0.76	3.27	3.62	0.07	0.01	94.99	—
59	74.43	0.12	11.65	0.94	0.07	0.06	0.76	3.62	3.57	0.06	0.00	95.29	—
60	74.64	0.11	12.09	0.59	0.07	0.10	0.76	3.24	3.94	0.07	—	95.60	—
61	72.90	0.38	13.64	2.34	0.00	0.24	1.30	3.83	4.30	0.05	—	98.96	—
62	72.92	0.37	13.61	1.74	0.06	0.29	1.34	3.77	4.38	0.07	—	98.59	—
63	76.45	0.04	11.84	0.52	0.08	0.07	0.73	3.49	3.87	0.10	0.03	97.20	—
64	75.36	0.11	11.82	0.61	0.07	0.14	0.82	3.49	3.46	0.08	0.06	96.01	—
65	75.41	0.08	12.04	0.54	0.09	0.09	0.76	3.63	3.86	0.08	0.00	96.57	—
66	74.94	0.07	11.87	0.62	0.04	0.07	0.77	3.59	3.83	0.07	0.02	95.87	—
67	74.76	0.11	11.97	0.61	0.04	0.13	0.72	3.27	3.86	0.07	—	95.54	—
68	74.80	0.23	12.56	1.29	0.09	0.21	1.04	3.57	3.56	0.07	—	97.41	—
Образец 784 (расплавные включения)													
69	70.73	0.05	13.28	0.72	0.07	0.18	0.55	2.41	4.55	0.12	0.18	92.93	<i>An</i> 42
70	70.76	0.14	13.69	0.81	0.11	0.13	0.51	1.27	3.96	0.12	0.32	91.83	<i>An</i> 35
71	71.12	0.09	12.93	0.61	0.07	0.19	0.64	2.67	4.25	0.10	0.27	93.23	<i>An</i> 23
72	71.50	0.25	13.18	1.20	0.05	0.45	1.15	2.35	3.28	0.08	0.26	93.94	<i>Bt</i>
73	71.74	0.08	12.52	0.62	0.07	0.16	0.65	2.15	3.75	0.08	0.25	92.1	<i>An</i> 24
74	72.47	0.15	12.12	0.81	0.07	0.29	0.78	0.99	3.26	0.07	0.30	91.33	<i>An</i> 35
75	72.64	0.24	12.84	1.32	0.07	0.27	1.03	2.44	3.33	0.07	0.19	94.49	<i>Bt</i>
76	73.16	0.18	13.28	1.16	0.05	0.26	1.10	3.23	3.32	0.06	0.26	96.11	<i>Bt</i>
77	73.71	0.17	12.64	0.55	0.09	0.09	0.57	1.07	3.35	0.08	0.29	92.65	<i>Q</i>
78	73.88	0.08	12.29	0.54	0.04	0.11	0.80	1.50	3.45	0.06	0.31	93.21	<i>Q</i>
79	74.13	0.11	12.70	0.82	0.11	0.13	0.81	3.04	3.67	0.08	0.24	95.85	<i>Bt</i>
80	74.15	0.23	12.00	0.94	0.05	0.24	0.79	2.05	3.25	0.06	0.19	93.96	<i>An</i> 35
81	74.25	0.17	12.59	0.92	0.14	0.11	0.79	3.38	3.76	0.06	0.23	96.45	<i>Bt</i>
82	74.51	0.10	12.42	0.96	0.15	0.11	0.84	2.23	3.70	0.06	0.32	95.42	<i>Bt</i>
83	74.66	0.15	12.81	0.81	0.11	0.12	0.83	3.16	3.62	0.07	0.27	96.78	<i>Bt</i>
84	74.83	0.09	12.79	0.97	0.13	0.14	0.82	3.29	3.62	0.08	0.22	97.28	<i>Bt</i>
85	74.89	0.10	12.98	0.81	0.12	0.12	0.87	3.02	3.75	0.05	0.26	96.99	<i>Bt</i>
86	75.45	0.12	12.88	0.91	0.13	0.12	0.87	3.35	3.63	0.08	0.22	97.78	<i>Bt</i>
Образец 784 (стекла основной массы)													
87	74.61	0.15	12.55	0.94	0.04	0.12	0.86	3.05	3.78	0.07	0.38	96.59	—
88	75.29	0.11	12.73	0.93	0.09	0.09	0.85	2.57	3.80	0.08	0.35	97.02	—
89	75.65	0.10	12.77	0.66	0.06	0.13	0.82	3.59	3.85	0.05	0.29	98.01	—

Примечания. Мин* – минерал-хозяин для расплавных включений: *An* – анортит, *Q* – кварц, *Amph* – амфибол, *Bt* – биотит, *Mt* – магнетит.

до 4.9 мас. %. Таким образом, можно предполагать, что истинная сумма большинства анализов должна составлять около 95 ± 1 мас. %. Следовательно, суммарные отклонения в содержаниях элементов в стеклах с заниженными суммами анализа составляют 1–3 мас. %. В связи с этим для вариационных диаграмм использованы значения, пересчитанные на стопроцентную сумму анализа.

Содержания микроэлементов удалось изменить только в пяти включениях и в стекле основной массы в связи с редкостью достаточно крупных бездефектных включений. Все составы стекол очень близки (табл. 7), все расплавы отличаются относительной обедненностью V, Си и относительно высокими содержаниями крупноионных элементов (Ba до 666 ppm, Rb до 86 ppm) и высокозарядных элементов Nb (12–18 ppm),

Таблица 7. Содержание макро- (мас. %) и микроэлементов (ppm) в стеклах расплавных включений в минералах и основной массы тефры ХГ вулкана Хангар

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	72.63	74.07	73.09	72.16	71.69	74.40
TiO ₂	0.15	0.11	0.12	0.13	0.13	0.12
Al ₂ O ₃	12.95	12.35	12.24	11.29	11.05	11.86
FeO	0.66	0.52	0.45	0.53	0.53	0.68
MnO	0.21	0.11	0.12	0.06	0.07	0.12
MgO	0.12	0.11	0.08	0.08	0.10	0.08
CaO	0.48	0.53	0.63	0.78	0.72	0.76
Na ₂ O	2.76	3.00	2.67	2.61	3.12	3.27
K ₂ O	4.24	3.83	3.66	3.61	3.64	3.62
P ₂ O ₅	0.24	0.21	0.21	0.04	0.04	0.01
S	0.03	0.01	0.01	0.00	0.03	–
Cl	0.12	0.07	0.09	–	–	–
H ₂ O	4.98	4.55	3.90	1.77	5.25	1.96
Сумма	99.57	99.47	97.27	93.06	96.37	96.88
Li	44.56	44.07	43.40	12.84	40.99	41.56
Be	2.47	1.91	2.22	0.83	2.21	2.25
B	28.25	17.64	26.76	9.22	26.44	26.30
K	45396	44423	47136	38798	39954	37165
Cr	1.02	4.53	1.47	2.28	1.68	1.00
V	7.59	8.29	7.30	5.99	6.43	7.22
Cu	4.13	5.19	7.37	11.07	8.78	6.83
Rb	85.74	70.66	83.85	74.56	72.55	67.23
Sr	40.33	57.15	46.00	48.21	58.20	79.54
Y	17.68	13.25	17.64	16.50	16.62	15.80
Zr	53.81	63.42	42.21	37.45	46.94	48.60
Nb	16.22	11.75	16.67	16.14	18.06	15.32
Ba	650	714	566	622	666	630
La	17.28	19.14	16.53	10.87	15.84	18.27
Ce	37.07	36.97	34.95	25.81	33.89	38.15
Nd	14.21	13.87	14.88	10.43	14.17	14.47
Sm	2.95	2.61	3.05	2.47	2.80	2.71
Eu	0.20	0.65	0.44	0.75	0.29	0.33
Gd	3.74	1.99	2.77	2.88	2.96	2.31
Dy	3.04	2.26	2.73	2.42	2.66	2.33
Er	2.02	1.66	2.01	2.10	2.07	1.83
Yb	2.74	1.80	2.48	2.37	2.42	2.26
Hf	3.05	3.20	2.57	2.39	3.02	2.58
Ta	1.49	1.19	1.41	1.57	1.79	1.37
Pb	3.69	3.62	4.17	4.34	3.85	4.01
Th	7.43	4.98	6.68	5.96	6.56	6.28
U	4.44	2.71	3.78	4.17	4.28	3.57
Ti	569	778	499	418	515	595
Th/U	1.67	1.83	1.77	1.43	1.53	1.76
La/Yb	6.30	10.64	6.68	4.59	6.55	8.07
Мин*	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Pl</i>	<i>Q</i>	<i>Q</i>	<i>Om</i>

Примечания. 1–5 – стекла расплавных включений в минералах, 6 – стекло основной массы. Мин* – минерал-хозяин, *Pl* – плагиоклаз, *Q* – кварц, *Om* – основная масса.

Zr (37–63 ppm), и средними содержаниями Y (13–18 ppm). Отношения Th/U и La/Yb составляют 1.4–1.6 и 4.6–10.6, соответственно, причем различий в стеклах основной массы и включений не обнаружено.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохимические особенности расплавов

На вариационных диаграммах расплавов (рис. 6) можно отметить, что наиболее отчетливым трендом по изменению содержания петрогенных элементов с ростом кремнекислотности расплава является падение содержания глинозема, вероятно, связанное с кристаллизацией плагиоклаза. При этом зависимость состава включения от минерала-хозяина отсутствует, и, судя по близкому составу включений, почти все изученные фазы – плагиоклаз, кварц, амфибол – кристаллизовались практически одновременно. Относительно порядка кристаллизации биотита, который не является надежным контейнером для включений, сложно делать выводы именно по составу стекол, однако, судя по набору кристаллических включений, биотит кристаллизовался как одна из наиболее поздних фаз.

Стоит отметить, что содержания макро- и микроэлементов (рис. 7) в стеклах расплавных включений чрезвычайно схожи с данными по стеклам основной массы пород извержения ХГ, как полученных в ходе выполнения данной работы, так и опубликованных ранее (Cook et al., 2018), а также нескольких других извержений Хангара, приведенных в работе (Portnyagin et al., 2020). В целом, такое сходство характерно для тефры извержений плинианского типа (Ponomareva et al., 2015), однако в большинстве случаев стекла основной массы отличаются от стекол включений более высокие, близкие к 100 мас. % суммы анализа, что может говорить об обедненности летучими компонентами остаточного стекла по сравнению с расплавом вследствие дегазации (Толстых и др., 2015, 2019, Portnyagin et al., 2020). Отличительной особенностью тефры Хангара можно считать довольно низкие суммы в анализах стекол основной массы 95–98 мас. % (табл. 6) и 92–99% (Portnyagin et al., 2020), что, вероятно, может быть обусловлено структурными особенностями стекла, выявить которые пока не удалось.

По составам расплава Хангар очень близок ко второму действующему вулкану Срединного хребта – Ичинскому (Толстых и др., 2019). На вариационных диаграммах (рис. 6) границы полей расплавов этих вулканов практически совпадают, однако есть некоторые отличия. Так, стекловатые включения с более высокими содержаниями Ti, Al, Mg, Fe, Ca чаще встречаются в минералах

Ичинского вулкана. Эти составы характеризуют группу умеренно-калиевых расплавов (рис. 6), появление которых в магматической системе хронологически приближено к этапу активизации ареального вулканизма в зоне Ичинского вулкана (Толстых и др., 2019).

В целом, расплавы вулканов Хангар и Ичинский довольно схожи по содержаниям элементов-примесей: и те, и другие несут признаки вулканизма тыловой зоны островодужной системы (Volynets et al., 2010 и др.), что отличает их от кислых расплавов вулканов Восточного вулканического пояса, активность которых обусловлена субдукционными процессами (Толстых и др., 2015; Izbekov et al., 2004; Humphreys et al., 2007). В частности, значительные содержания U и Th, слабо выраженный Nb-минимум (>12–17 ppm), довольно высокие концентрации легких РЗЭ. Содержания воды не слишком высоки, данные SIMS совпадают для стекол Хангара и Ичинского, составляя около 5 мас. %.

Однако между расплавами Хангара и Ичинского есть и различия (рис. 7). В частности, обогащенность расплавов Ичинского вулкана наиболее несовместимыми элементами, такими как LILE, отсутствие локального Zr-минимума и относительно слабое обеднение средними и тяжелыми РЗЭ (отношение La/Yb составляет 6–10 и 10–16 в расплавах Хангара и Ичинского, соответственно, при одинаковых содержаниях лантана).

Итак, по составу расплавных включений можно предполагать, что тефра извержения 7900 л. н. сформирована при остывании кислого средне-высококалиевого расплава со средним содержанием воды более 5 мас. % и геохимическими признаками вулканитов постсубдукционных обстановок. Поскольку для вулканитов основного состава эти признаки объясняются спецификой мантийных источников постсубдукционного базитового вулканизма (например, Churikova et al., 2001; Volynets et al., 2010; Волюнец и др., 2018, 2020), наследование этих особенностей кислыми расплавами свидетельствует о прямой генетической связи с первичными мантийными выплавками или их дериватами. Однако некоторые особенности расплавов голоценовой тефры ХГ (в первую очередь, сравнительно низкие La/Yb отношения) позволяют предполагать участие в магмогенезе процессов, присущих именно этой магматической системе. Главной особенностью вулканического комплекса Хангар можно считать наличие гранито-гнейсового купола в основании вулкана и возможное участие материала этого купола в магмогенезе (Кутыев, 1976; Асафов, 2013 и др.).

Что касается генезиса кислых расплавов, формировавших тефру изученного голоценового извержения, то, согласно (Кутыев, 1976), он связан с масштабным плавлением гранито-гнейсового

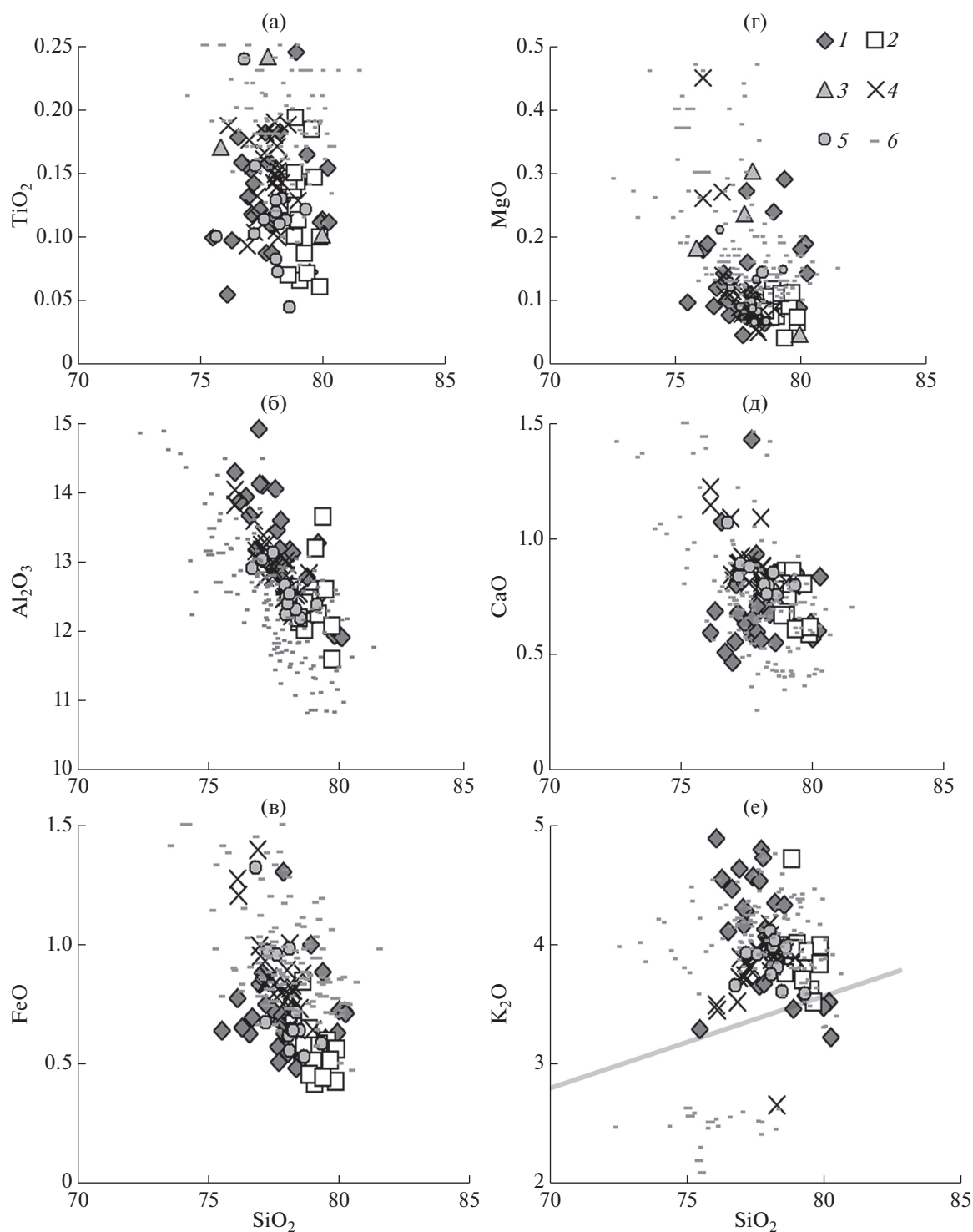


Рис. 6. Вариационные диаграммы Харкера для расплавных включений в минералах вулканов Хангар и Ичинский. 1–5 – стекла вулкана Хангар; включения в следующих минералах: 1 – *Pl*, 2 – *Q*, 3 – *Amph*, 4 – *Bi*; 5 – стекло основной массы; 6 – стекла включений и основной массы вулкана Ичинский (Толстых, 2019). Для диаграмм использованы значения, полученные при пересчете сумм анализа на 100 мас. %. Линия, разделяющая высоко- и умереннокалиевые составы на рис. е – по (Rickwood, 1989).

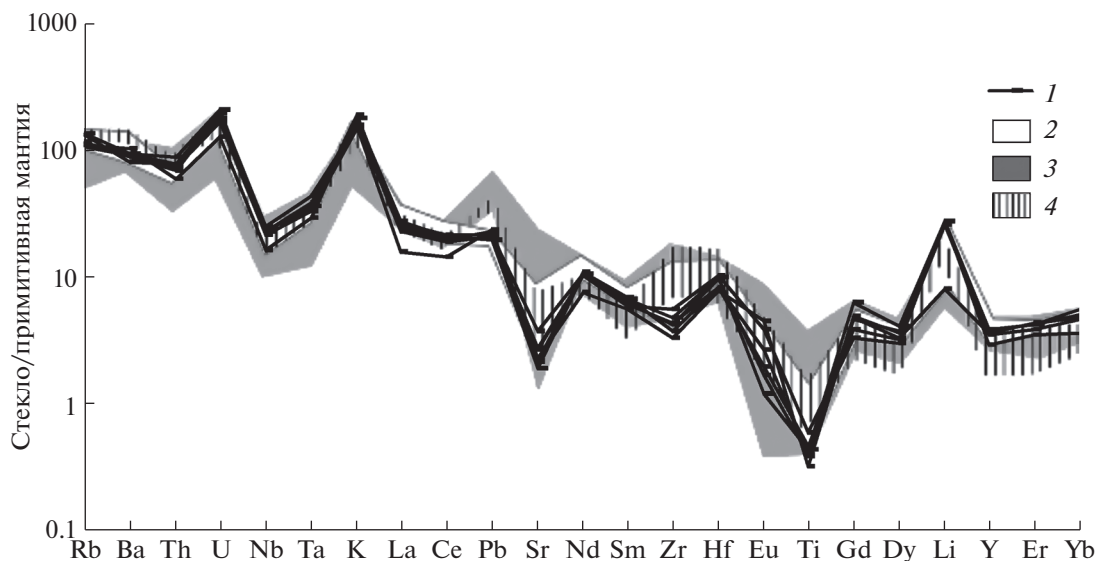


Рис. 7. Спайдер-диаграмма для стекол тефры вулканов Хангар и Ичинский. 1 – расплавные включения и стекло основной массы вулкана Хангар, 2, 3 – стекла основной массы тефры ХГ (Cook et al., 2018) и других извержений вулкана Хангар (Portnyagin et al., 2020), 4 – расплавные включения в минералах вулкана Ичинский (Толстых и др., 2019). Состав примитивной мантии по (Sun, McDough, 1989).

вещества купола, на котором заложена вулканотектоническая структура. Эти выводы основаны на изучении составов ксенолитов пород фундамента в дацитах вулкана, а также сравнительном анализе аксессуарных фаз плутоических и вулканических пород. Изотопные данные (Асафов, 2013) также регистрируют вклад корового компонента в петрогенезис вулкаников Хангара, в т.ч. отмечаются минералогические свидетельства неполной ассимиляции корового вещества при генезисе магм. Другие исследователи (Пузанков, Вольнец, 1979), основываясь на сравнении валового и микроэлементного составов пород фундамента и вулкаников Хангара, отрицают возможность формирования вулкаников Хангара только за счет прямого плавления гранитно-метаморфического комплекса, однако отмечают влияние на состав вулкаников контаминации магм гранитоидами. Дополнительным доводом в пользу незначительности процессов плавления фундамента в магмогенезисе вулкаников Хангара для авторов является сходство кислых пород Хангара и Ичинского вулкана.

Составы гранитоидов структуры Хангар (Соловьев, 2015; Пузанков, Вольнец, 1979; Толстых, 2020) разнообразны, и по содержаниям кремнезема и щелочей действительно близки к характеристикам изученных в данной работе пород (рис. 11), однако, содержат гораздо больше окислов железа и магния. Составы кислых пород Хангара, как вулканических, так и плутоических, близки к составам дацитовых пемз Ичинского вулкана (Толстых, 2019), также, как близки и макроэлементные характеристики их расплавов

(рис. 11), за исключение большого диапазона щелочности, присущего расплавам Ичинского вулкана. При наблюдаемом соотношении составов расплавов и пород главным процессами петрогенезиса в обоих случаях представляются кумуляция и, в меньшей степени, магматическое смешение (Толстых, 2019). Разница же в микроэлементном составе расплавов (главным образом, разные показатели отношения La/Yb) может определяться минералогией магматической системы. Например, частичное плавление безамфиболовых биотит-содержащих гранитоидов Хангара может объяснять относительно невысокие La/Yb в результирующем расплаве, поскольку по данным (Nash, Strecraft, 1985) Kd_{La}/Kd_{Yb} в паре биотит-кислый расплав составляет около 5. Для вулкана Ичинский важное значение может играть насыщение амфиболом магматической системы, в том числе магм среднего состава, дериватами которых, возможно, является риодацитовый расплав (Добрецов, 2016). Амфибол в кислом расплаве выступает в качестве концентратора тяжелых РЗЭ, и сравнительно высокие значения La/Yb в кислых расплавах Ичинского вулкана может определять иное фракционирование тяжелых РЗЭ за счет существенно более высоких Kd_{La}/Kd_{Yb} в паре амфибол-расплав (Sisson, 1994).

Однако, на сегодняшний день эти версии остаются в разряде предположений, так как имеющихся данных недостаточно, чтобы со всей очевидностью на основании геохимических характеристик подтвердить генетическую связь гранитоидов и вулкаников Хангара.

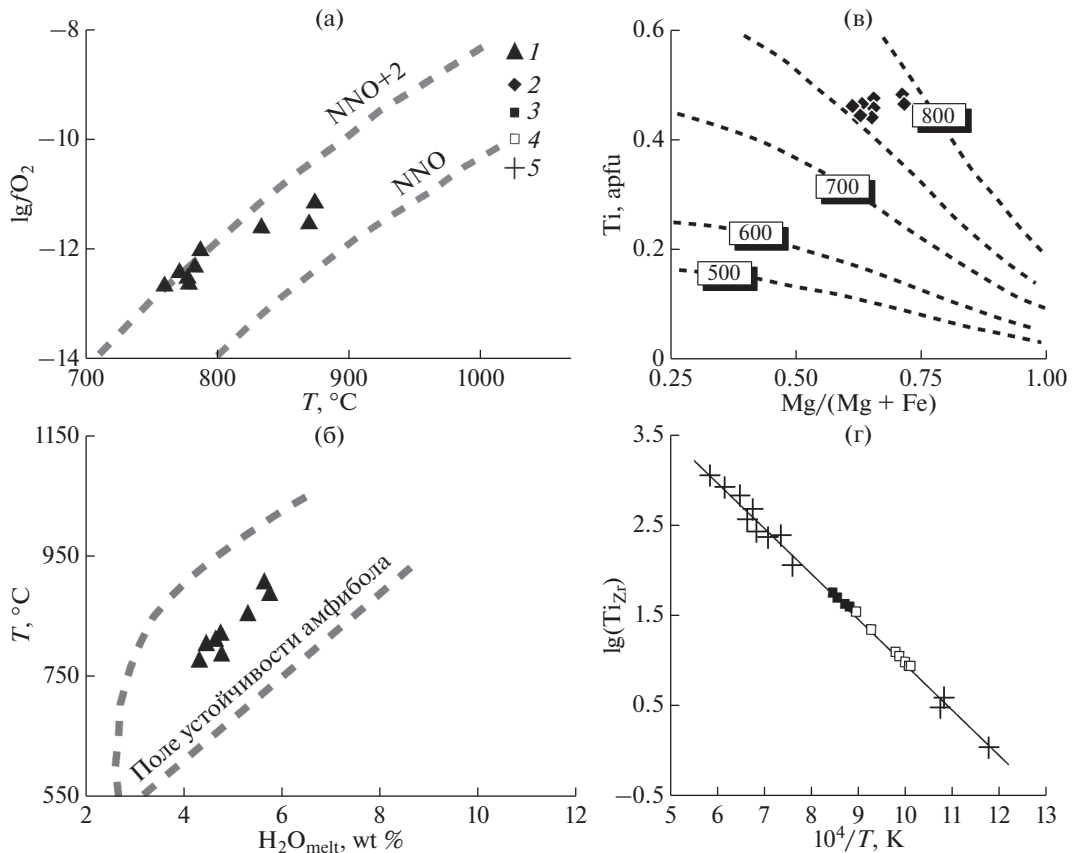


Рис. 8. Бинарные диаграммы для расчетных значений температур по составам амфибола, биотита тефры ХГ и цирконов тефры ХГ и гранитоидов основания вулкана Хангар. а, б – вариационные диаграммы $T^{\circ}\text{C} - \lg f\text{O}_2$ и H_2O мас. % – $T^{\circ}\text{C}$ для амфиболов по данным мономинерального геотермометра (Ridolfi et al., 2010); в – вариационная диаграмма $\# \text{Mg} - \text{Ti}$ для биотита согласно мономинеральному термометру (Henry et al., 2005); г – вариационная диаграмма $T^{\circ}\text{C} - \text{Ti}_{\text{Zr}}$ для цирконов согласно мономинеральному термометру (Watson et al., 2006). Активность титана в системе определена согласно методу (Wark, Watson, 2004). 1–3 – минералы тефры ХГ: амфибол, биотит, циркон соответственно, 4 – циркон гранитоидов, 5 – экспериментальные данные из работы (Watson et al., 2006).

Минералогические особенности тефры вулкана Хангар. Наличие в породах минералогических свидетельств нарушения нормального хода кристаллизации может свидетельствовать о локальной неравновесности в магматическом очаге, связанной с изменениями параметров кристаллизации – повышением температуры или водонасыщенности расплава (Panjasawatwong et al., 1995; Sisson, Grove, 1993), либо изменениями состава породообразующего расплава (Danuyshchikov et al., 1997).

Какие-либо колебания составов расплава в магматической системе Хангар не были зафиксированы; все включения имеют достаточно близкие характеристики (табл. 6).

В пользу временного повышения температуры расплава исходного состава в процессе кристаллизации свидетельствуют резорбированные зоны основного плагиоклаза в окружении участков более кислого состава (рис. 2б) и кристаллические включения более кислого плагиоклаза в более основном (табл. 3), а также полиминеральные кай-

мы вокруг зерен биотита (рис. 4в), сложенные агрегатом плагиоклаза, титано-магнетита, ильменита и амфибола, содержащего больше титана и глинозема, чем амфибол вкрапленников. Согласно амфиболовому геотермометру (Ridolfi et al., 2010), амфиболы вкрапленников кристаллизовались при давлениях не более 2 кбар при температурах 760–787°C, а более титанистые амфиболы кайм по зернам биотита – при температурах 834–874°C (рис. 8а, 8б). Рассчитанные по этой же программе содержания H_2O в расплаве составляют в среднем 4.65 и 5.65 мас. %, соответственно, что сопоставимо с данными SIMS по стеклам расплавных включений.

Температуры кристаллизации биотита, рассчитанные согласно мономинеральному термометру (Henry et al., 2005), также укладываются в диапазон 755–785°C (рис. 8в), хотя данный термометр разработан для метаморфических систем, и для реконструкции магматических процессов его следует применять с осторожностью (Sumbea, 2010). Таким образом, можно предполагать, что

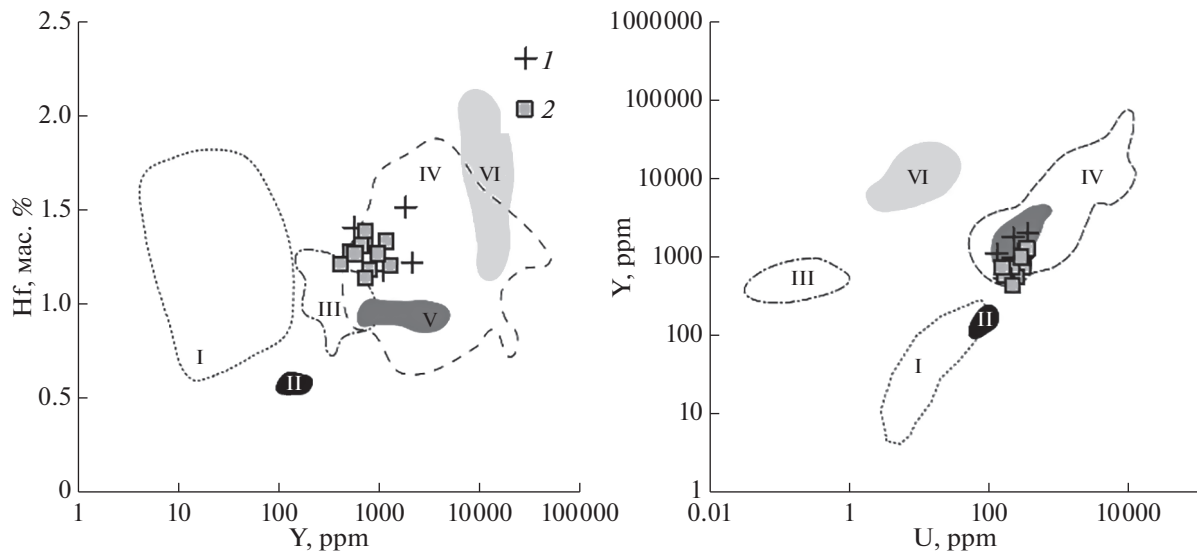


Рис. 9. Вариационные диаграммы для цирконов структуры Хангар. 1 – кристаллические включения цирконов в минералах тефры ХГ, 2 – цирконы гранитоидов структуры Хангар. Поля цирконов из различных типов пород по (Belousova, 2015): I – кимберлиты, II – карбонатиты, III – сиениты, IV – гранитоиды, V – долериты, VI – нефелин-сиенитовые пегматиты.

полиминеральные каймы, развившиеся по периферии зерен биотита (рис. 4), формировались в условиях несколько более высоких температур, чем вкрапленники биотита и амфибола, следовательно, мог иметь место вторичный разогрев магматической камеры или ее участков.

Возможно, результатом таких температурных колебаний являются и промежуточные зоны более основного плагиоклаза во вкрапленниках (рис. 1). К сожалению, поскольку в этих зонах роста не было обнаружено включений, расчетные реконструкции условий кристаллизации, базирующихся на равновесии “плагиоклаз–расплав”, не могут быть использованы.

Подобное повышение температур могло быть результатом инъекций более основных и высокотемпературных магм в долгоживущий кислый коровый очаг, причем низкая распространенность более высокотемпературных минеральных фаз может свидетельствовать о сравнительно небольших масштабах этого процесса. Возможно, информацию о составе и происхождении этих основных магм сможет дать планируемое исследование базальтов ареальных конусов вулканического массива Хангар.

Стоит отметить, что заметное сходство фазового состава гранитоидов (Кутыев, 1976; Соловьев, 2015; Толстых, 2020) и дацитов тефры Хангара косвенно свидетельствует в пользу предположения о генетической взаимосвязи кислых магм Хангара и материала гранито-гнейсового купола. В частности, главный породообразующий парагенезис и гранитоидов, и тефры ХГ представлен плагиоклазом, биотитом и кварцем. Амфибол, согласно (Кутыев, 1976), имеет некото-

рое распространение только в периферических частях купола – и в вулканиках Хангара встречается в виде единичных зерен. Впрочем, о полном тождестве минеральных ассоциаций вулкаников и плутонических пород Хангара говорить нельзя, поскольку различаются объемные соотношения и особенности состава породообразующих минералов тефры и гранитоидов (Толстых, 2020) – так, плагиоклазы гранитоидов имеют более высокое содержание анортитового минала, а биотиты обогащены MgO по сравнению с одноименными минералами дацитов.

Возможно, несколько более информативными могут быть акцессорные минералы тефры, в частности, монацит и циркон. В дацитовой тефре ХГ монацит распространен в качестве мелких кристаллических включений в биотите и плагиоклазе (рис. 3, табл. 4). Монацит – фосфат лантаноидов – характерен, в первую очередь, для метаморфических пород, реже встречается в гранитоидах и пегматитах и почти не известен в вулканиках. Он широко распространен в породах Срединно-метаморфического массива (Лучицкая и др., 2017). Представляется вполне возможным, что кристаллические включения монацита в минералах тефры ХГ могут быть генетически связаны с материалом гранито-гнейсового купола основания вулкана Хангар.

Что касается цирконов, которые также распространены в виде кристаллических включений во вкрапленниках тефры ХГ, то они могут являться как самостоятельной фазой дацитовых магм вулканического комплекса (о чем косвенно может свидетельствовать локальный Zr-минимум (рис. 6), так и ксеногенной фазой, попавшей в

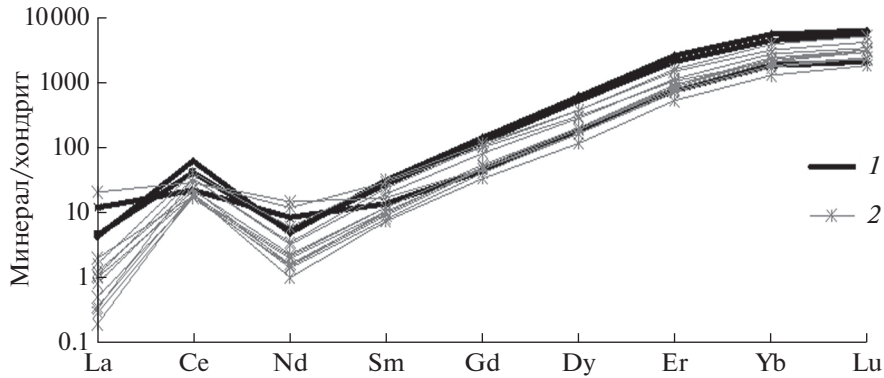


Рис. 10. Спайдер-диаграмма для цирконов структуры Хангар. 1 – кристаллические включения в минералах вулканитов, 2 – акцессорные минералы в гранитоидах фундамента. Состав хондрита дан по (Sun, McDough, 1989).

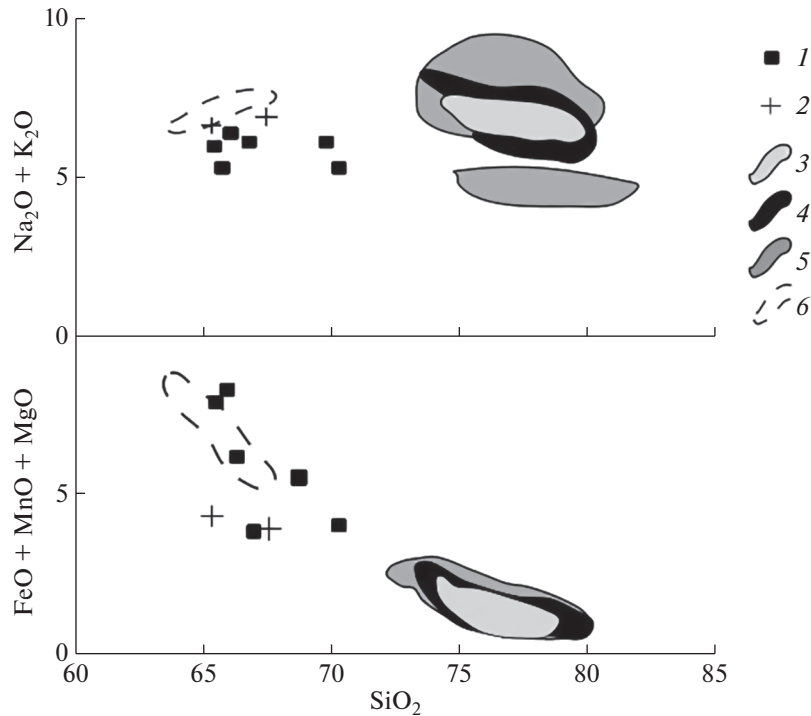


Рис. 11. Бинарные диаграммы SiO_2 – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, SiO_2 – $(\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})$ для пород и расплавов вулканов Хангар и Ичинский. 1 – гранитоиды вулкана Хангар по (Пузанков, Волюнец, 1979; Соловьев, 2015; Толстых, 2020), 2 – дацитовые пемзы извержения ХГ. Полями обозначены: 3 – стекла основной массы дацитовых пемз извержения ХГ по (Скок, 2018), 4 – расплавные включения в минералах дацитовых пемз извержения ХГ, 5 – высоко- и среднекалиевые расплавы вулкана Ичинский, 6 – дацитовые пемзы вулкана Ичинский по (Толстых, 2019).

магматический очаг при ассимиляции гранитоидов. Нами для сравнения были отобраны цирконы тефры и гранитоидов; и те, и другие лишены отчетливой концентрической структуры (рис. 4), характеризуются “лоскутной” мозаичной зональностью; составы цирконов из вулканитов и гранитоидов сходны, но не идентичны (табл. 5), однако кривые распределения элементов-примесей практически совпадают (рис. 10). На дискрими-

национных диаграммах (Belousova et al., 2015) составы всех цирконов попадают в поля гранитоидов (рис. 9). Что касается показаний мономинерального геотермометра (Watson et al., 2006), то значения, рассчитанные для цирконов тефры ХГ и гранитоидов образуют два близких поля (рис. 8г), причем цирконы тефры ХГ показывают несколько более высокие значения, соответствующие диапазону температурных показателей, рассчи-

таных для более высокотемпературной генерации амфиболов этих пород.

К сожалению, наиболее универсальный показатель генетической общности акцессориев тefры и гранитоидов – возраст – методически сложно определить из-за небольшой распространенности и крайне мелких размеров выделений цирконов и монацитов в тefре ХГ.

Таким образом, однозначных критериев за или против ксеногенного происхождения этих акцессорных минералов вулканитов пока не обнаружено. Для разрешения проблемы степени участия материала гранитно-метаморфического фундамента в генезисе дацитов извержения ХГ необходимы дальнейшие исследования более обширных и представительных коллекций, дающие, в т.ч. возможность отбора достаточного количества цирконов для определения их возраста.

ВЫВОДЫ

1. Тefра самого мощного голоценового извержения вулкана Хангар (извержение ХГ, возраст 7900 лет) сформирована при частичной кристаллизации риодацит-риолитового высоко- и умереннокалиевого расплава с содержаниями воды ~5 мас. %.

2. Ключевые особенности состава этого расплава (слабо проявленный Nb-минимум, сравнительно высокие концентрации Th и U) сходны с характеристиками расплавов Ичинского вулкана и определяются спецификой геодинамического положения Срединного хребта.

3. Магмы Хангара подверглись вторичному разогреву в процессе кристаллизации вкрапленников тefры ХГ, диапазоны температур составляли 750–785 и 830–870°C для разных парагенезисов.

Авторы выражают благодарность М.В. Портнягину и Н.Л. Миронову за конструктивные рекомендации.

Работа выполнена в рамках тем Государственного задания ГЕОХИ РАН № 0137-2019-0014, ГИН РАН № 0135-2019-0058 и частичной финансовой поддержке гранта РФФИ (18-05-00224).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. (2006) Геодинамические условия вулканизма и магнообразования Курило-Камчатской островодужной системы. *Петрология*. **14**(3), 249-267.

Асафов Е.В., Костицын Ю.А., Певзнер М.М., Бабанский А.Д., Плешакова Г.Н. (2013) Изотопные признаки взаимодействия расплавов с фундаментом в четвертичных вулканитах Камчатки. *XI Международная школа наук о Земле, тезисы докл.* 12–17.

Базанова Л.И., Певзнер М.М. (2001) Хангар – еще один действующий вулкан на Камчатке. *ДАН*. **377**(6), 800-802.

Бакуменко И.Т., Шугурова Н.А., Эрлих Э.Н., Попова Н.М. (1970) Генезис кварца из пемз вулкана Хангар. *ДАН СССР*. **191**(3), 660-663.

Волынец А.О., Певзнер М.М., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. (2018) Вулканизм южной части Срединного Хребта Камчатки в неоген-четвертичное время. *Геология и геофизика*. **59**(12), 1979-1996.

<https://doi.org/10.15372/GiG20181204>

Волынец А.О., Певзнер М.М., Лебедев В.А., Кушева Ю.В., Гольцман Ю.В., Костицын Ю.А., Толстых М.Л., Бабанский А.Д. (2020) Этапы активизации вулканизма на юго-восточном фланге Срединного хребта Камчатки: возраст, геохимия и изотопные характеристики пород массивов гор Ахтанг и Костина. *Геология и геофизика*. (7), 862-878.

Государственная геологическая карта РФ, 1 : 200000, ист N-57-II, Спб.: ВСЕГЕИ, 2006. 21

Кутыев Ф.Ш., Лебедев М.М., Максимовский В.А. (1976) О природе вулcano-тектонической структуры Хангар. *Известия Вузов. Геология и разведка*. (7), 35-46.

Маренина Т.Ю. (1959) Вулкан Хангар в срединном хребте Камчатки. *Труды лаборатории вулканологии*. (17), 3-69.

Мелекесев И.В., Брайцева О.А., Базанова Л.И., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д. (1996) Особый тип катастрофических эксплозивных извержений – голоценовые субкальдерные извержения Хангар, Ходуткинский “маар”, Бараний Амфитеатр (Камчатка). *Вулканология и сейсмология*. (2), 3-24.

Певзнер М.М. (2015) Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки. *Труды Геологического института М.: ГЕОС*, 251.

Певзнер М.М., Волынец А.О., Лебедев В.А., Бабанский А.Д., Коваленко Д.В., Костицын Ю.А., Толстых М.А., Кушева Ю.А. (2017) Начало вулканической деятельности в пределах Срединно-метаморфического массива (Срединный хребет, Камчатка). *ДАН*. **475**(5), 546-550.

Певзнер М.М., Лебедев В.А., Волынец А.О., Толстых М.Л., Костицын Ю.А., Бабанский А.Д. (2019) Возраст стратовулканов Ичинский и Хангар (Срединный хребет, Камчатка). *ДАН*. **489**(6), 82-86.

Пономарева В.В., Мелекесев И.В., Базанова Л.И., Биндеман И.Н., Леонов В.Л., Сулержицкий Л.Д. (2010) *Вулканические катастрофы на Камчатке в среднем плейстоцене-голоцене. В кн.: Экстремальные природные явления и катастрофы*. М.: ИФЗ РАН. С. 219-238.

Пузанков Ю.М., Волынец О.Н., Патока М.Г. (1979) Геохимия продуктов извержений вулканов Ичинский и Хангар (Камчатка) в связи с проблемой кислой магмы. *Вулканология и сейсмология*. (6), 11-22.

Соловьев А.В., Лучицкая М.В., Селянгин О.Б., Хоуриган Дж.К. (2015) Позднемеловой гранитоидный магматизм Срединного хребта Камчатки: геохронология и особенности. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. **23**(1), 1-23.

Толстых М.Л., Певзнер М.М., Наумов В.Б., Бабанский А.Д., Кононкова Н.Н. (2015) Типы расплавов, формировавших пирокластические породы различных структурно-возрастных комплексов вулканического массива Шивелуч (Камчатка), по данным изучения расплавных включений. *Петрология*. **23**(5), 521-560.

Толстых М.Л., Певзнер М.М., Наумов В.Б., Бабанский А.Д. (2019) Характеристика расплавов, формировавших тefру плейстоцен-голоценовых извержений

- вулкана Ичинский (Камчатка), по данным изучения расплавных включений. *Геохимия*. (3), 237-262.
- Tolstyk M.L., Pevzner M.M., Naumov V.B., Babansky A.D. (2019) Characteristics of acid melts that produced the tephra of Pleistocene-Holocene eruptions of Ichinsky volcano, Kamchatka: Evidence from melt inclusions. *Geochem. Int.* 57. (3), 243-265.
- Толстых М.Л., Певзнер М.М., Бабанский А.Д. (2020) Свидетельства магматического смешения и ассимиляции в голоценовой тefре вулкана Хангар (Срединный хребет, Камчатка). *Материалы XXIII ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога, Петропавловск-Камчатский: ИВИС ДВО РАН*. 60-63.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. (2002) Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.* 143, 602-622.
- Bindeman I.T., Leonov V.L., Izbekov P.E., Ponomareva V.V., Watts K.E., Shipley N., Perepelov A.B., Bazanova L.I., Jicha B.R., Singer B.S., Schmitt A.K., Portnyagin M.V., Chen C.H. (2010) Large volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar-Ar, U-Pb ages and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions. *J. Volcan. Geotherm. Res.* 189, 57-80.
- Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D., Melekestsev I.V., Bailey J. (1997) Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia. *Quaternary Res.* 47, 125-139.
- Cook E., Portnyagin M., Ponomareva V., Bazanova L., Svensson A., Garbe-Schönberg D. (2018) First identification of cryptotephra from the Kamchatka Peninsula in a Greenland ice core: implications of a widespread marker deposit that links Greenland to the Pacific northwest. *Quaternary Science Reviews*. 181, 200-206.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.11.036>
- Churikova T., Dorendorf F., Woerner G. (2001) Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation. *J. Petrol.* 42(8), 1567-1593.
- Danyushevskiy L.V., Carroll M.R., Falloon T.J. (1997) Origin of high-an plagioclase in Tonga high-ca boninites – implication for plagioclase-melt equilibria at low p(H₂O). (1997) *Canadian Mineralogist*. 32(2), 313-326.
- Izbekov P.E., Eichelberger J.C., Ivanov B.V. (2004) The 1996 Eruption of Karymskiy Volcano, Kamchatka: Historical Record of Basaltic replenishment of an Andesite Reservoir. *J. Petrology*. 45(11), 2325-2345.
- Jochum K.P., Stoll B., Herwig K., Willbold M., Hofmann A. (2006) MPI-DING reference glasses for in situ microanalysis: New reference values for element concentrations and isotope ratios. *Geochem. Geophys. Geosystems*. 7(2), 1-44.
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *Am. Mineralogist*. 90, 316-328.
- Humphreys M.C., Blundy J.D., Sparks R.S. (2008) Shallow-level decompression crystallization and deep magma supply at Shiveluch Volcano *Contrib Mineral. Petrol.* 155(1), 45-61.
- Nash W.P., Crecraft H.R. (1985). Partition coefficient for trace elements in silicic magmas. *Geochimica and Cosmochimica Acta*. 49, 2309-2322.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(85\)90231](https://doi.org/10.1016/0016-7037(85)90231)
- Nielsen C.H., Sigurdsson H. (1981) Quantitative methods for electron microprobe analysis of sodium in natural and synthetic glasses. *Am. Mineral.* 66, 547-552.
- Panjasawatwong Y., Danushevskiy L.V., Crawford A.J., Harris K.L. (1995) An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase-melt equilibria at 5 and 10 kbar: implications for the origin of magmatic high-An plagioclase. *Contribution to mineralogy and petrology*. 118(4), 420-432.
- Ponomareva V., Portnyagin M., Davies S (2015) Tephra without borders: Far-reaching clues into past explosive eruptions. *Frontiers in Earth Science*. 3.
<https://doi.org/10.3389/feart.2015.00083>
- Portnyagin M.V., Hoernle K., Plechov P.Y., Mironov N.L., Khubunaya S.A. (2007) Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H₂O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc. *Earth and Planetary Science Letters*. 255(1-2), 53-69.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.12.005>
- Portnyagin M.V., Ponomareva V.V., Zelenin E.A., Bazanova L.I., Pevzner M.M., Plechova A.A., Rogozin A.N., Garbe-Shönberg D. (2020) TephraKam: Geochemical database of glass compositions in tephra and welded tuffs from the Kamchatka volcanic arc (NW Pacific). *Earth System Sci. Data*.
<https://doi.org/10.5294/essd-2019-202>
- Rickwood P.C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*. 22, 247-264.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160, 45-66
- Sisson T.V. (1994). Hornblende-melt trace element partitioning measure by ion microprobe. *Chemical Geology*. 117(1-4), 331-334.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90135-X](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90135-X)
- Sisson T.V., Grove T.L. (1993). Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contribution to mineralogy and petrology*. 113(2), 143-166.
- Spray J.G. (1995) Quantitative electron-microprobe analysis of alkali silicate glasses: a review and user guide. *Canad. Mineral.* 33, 323-332.
- Stumbea D. (2010) A critical approach to Ti in the biotite geothermometer. *Ed. Univ. "Al. I. Cuza", Iasi, Geologie*. 16(1), 95-105.
- Sun S.-S., McDonough W.F. (1989) 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) (42), 313-345.
- Volynets A., Churikova T., Woerner G., Gordeychik B., Layer P. (2010) Mafic Late Miocene – Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction. *Contrib. Mineral. Petrol.* 159(5), 659-687.
- Wark D.A., Watson E.B. Launching the TITANIq: titanium-in-quartz thermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 68, A543.
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.* 151, 413-433.