СОДЕРЖАНИЕ

-

_

Номер 2, 2022

Петро-минералого-геохимические свойства пеплов вершинных извержений вулкана Ключевской 2020–2021 гг., предшествующих побочному извержению прорыва Горшкова	
В. И. Силаев, Г. А. Карпов, Л. П. Аникин, В. Н. Филиппов, И. В. Смолева, Б. А. Макеев, С. Н. Шанина, Л. П. Вергасова, Д. В. Киселёва, Н. Г. Солошенко, Н. В. Чередниченко, А. Ф. Хазов, К. В. Тарасов	3
Состав вулканических стекол в продуктах вершинного извержения и побочного прорыва им. Г.С. Горшкова на вулкане Ключевской в 2020–2021 гг.: сравнительный анализ и интерпретация	
Н. В. Горбач, Т. М. Философова, Д. В. Мельников, Т. М. Маневич	28
Возраст, петролого-геохимические характеристики и происхождение магматических пород среднеюрского хуламского вулкано-плутонического комплекса (Северный Кавказ)	
Е. Н. Кайгородова, В. А. Лебедев	38
О фундаментальных законах физики землетрясений	
А. В. Гульельми, О. Д. Зотов, А. Д. Завьялов, Б. И. Клайн	66
Сейсмичность и тепловой поток в обрамлении Восточно-Европейской платформы	
М. Д. Хуторской, Г. Н. Антоновская, И. М. Басакина, Е. А. Тевелева	74

УДК 552.11:549.01+549.7

ПЕТРО-МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПЕПЛОВ ВЕРШИННЫХ ИЗВЕРЖЕНИЙ ВУЛКАНА КЛЮЧЕВСКОЙ 2020—2021 гг., ПРЕДШЕСТВУЮЩИХ ПОБОЧНОМУ ИЗВЕРЖЕНИЮ ПРОРЫВА ГОРШКОВА

© 2022 г. В. И. Силаев^{1,} *, Г. А. Карпов^{2,} **, Л. П. Аникин², В. Н. Филиппов¹, И. В. Смолева¹, Б. А. Макеев¹, С. Н. Шанина¹, Л. П. Вергасова², Д. В. Киселёва^{3, ***}, Н. Г. Солошенко³, Н. В. Чередниченко³, А. Ф. Хазов¹, К. В. Тарасов²

¹Институт геологии им. Н.П. Юшкина ФИЦ Коми НЦ РАН, ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия ²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия ³Институт геологии и геохимии им. А.Н. Завариикого УрО РАН,

ул. акад. Вонсовского, 15, Екатеринбург, 520016 Россия

*e-mail: silaev@geo.komisc.ru **e-mail: karpovga@kscnet.ru ***e-mail: podarenka@mail.ru Поступила в редакцию 17.07.2021 г. После доработки 09.08.2021 г. Принята к публикации 24.12.2021 г.

В результате комплексных петро-минералого-геохимических исследований вулканического материала из трех хронологически дискретных, но последовательных пепловых выбросов в период с 30.11.2020 по 18.01.2021 гг. были проанализированы гранулометрическая неоднородность, химический и минерально-фазовый состав, содержание микроэлементов, изотопия Sr, Nd и углерода, состав неорганических и органических литогенных газов. Впервые в составе вулканических пеплов были обнаружены эсколаит, мантийные шпинелиды магнетит-магнезиоферритового состава, гибридные соединения Ca–Zn-карбонатов с формиатом титана, поликомпонентные металлоорганические соединения. В результате получены доказательства мантийно-астеносферного происхождения вещества исследованных пеплов и выявлена ранее неизвестная закономерность сопряженной временной упорядоченности изменения многих свойств материала эксплозий, вероятно, отражающая эволюцию расплава в мантийном магматическом очаге.

Ключевые слова: вулкан Ключевской, пепловые выбросы, химический и минерально-фазовый состав, литогенные газы, хронологически упорядоченная последовательность изменения свойств, индикаторы мантийного происхождения вещества **DOI:** 10.31857/S0203030622020055

ВВЕДЕНИЕ

Участившиеся в конце XX и начале XXI века эксплозивные и эксплозивно-эффузивные извержения Ключевского вулкана [Озеров и др., 2020] указывают на рост активности вулканической деятельности в северном секторе Восточного вулканического пояса Камчатки. Необходимость тщательных минералого-геохимических исследований активности Ключевской группы вулканов обусловлена не только потребностью ее экологического мониторинга, но и особой природой вулканизма в этом секторе, для которого геофизиками уже давно установлены признаки мантийного происхождения вещества [Пийп, 1956; Горшков, 1956]. По современным данным магматический очаг под этой группой вулканов длительное время располагается в астеносфере, локализуясь в узком мантийном диапире [Гонтовая и др., 2010, 2017]. Именно этим геологическим обстоятельством и можно объяснить длительно сохраняющееся однообразие состава эксплозивно-эффузивных продуктов вулканизма [Хубуная, Соболев, 1998; Хубуная и др., 2002; Озеров, 2019].

К настоящему времени почти все исследования вещества Ключевского вулкана были сосредоточены на лавовых и шлаково-лавовых продуктах наиболее сильных эффузивных извержений. Собственно пирокластический компонент извержений, особенно материал кратковременных и относительно маломощных пеплопадов, остается пока малоизученным, хотя отдельные пепловые выбросы, объединяющиеся в последовательные серии, могут оказаться выдающимся источником геологической информации [Карпов и др., 2021].

Нами были проведены комплексные исследования части продуктов последней активизации Ключевского вулкана, осуществившейся в три этапа [Черкашин и др., 2020; Гирина и др., 2018, 2021]: 1) вершинное извержение (01.11.2019-03.07.2020) эксплозивно-эффузивного стромболианского типа, начавшееся с кратковременного выброса пеплов и образования парогазовых шлейфов, сменившихся эффузивной фазой; 2) серия из кратковременных пепловых выбросов трех (30.11.2020 → 14.12.2020 → 18.01.2021) – плинианский тип, последний из которых оказался самым мощным актом эксплозивного извержения Ключевского вулкана за последние годы; 3) побочный прорыв им. Г.С. Горшкова на высоте 2850 м, случившийся в период с 18.02.2021 по 20.03.2021 — извержение стромболианского типа с образованием шлакового конуса диаметром 100, высотой 60 м.

Непосредственным объектом наших исследований послужили пеплы второго этапа извержения, образовавшиеся хронологически дискретно в указанные выше отрезки времени. В ходе исследований применялись оптическая микроскопия (компьютеризированный комплекс OLYMPUS BX51), аналитическая сканирующая электронная микроскопия (JSM-6400 Jeol с энергодисперсионным и волновым спектрометрами), рентгенофлуоресцентный анализ (XRF-1800 Shimadzu), рентгеновская дифрактометрия (XRD-6000 Shimadzu), масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (NexION 300S Perkin Elmer), изотопная масс-спектрометрия углерода (Delta V+ Advantage с аналитическим процессором Thermo Fisher Scientific), стронция и неодима (Triton Plus Thermo Fisher Scientific), газовая пирохроматография ("ЦВЕТ-800" с пиролитической приставкой). Большая часть анализов была осуществлена в ЦКП Института геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН "Геонаука" (Сыктывкар), определение микроэлементного состава пеплов и изотопный анализ стронция и неодима были выполнены в ЦКП Института геологии и геохимии УрО РАН "Геоаналитик" (Екатеринбург).

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЙ

Материалом для исследований послужили четыре образца свежего пепла, отобранные под руководством Ю.В. Демянчука в период извержений 2020–2021 гг. – № 152 (30.11.2020 г.), № 153 (14.12.2020 г.) и № 154/1 и 154/2 (18.01.2021 г.). Кроме того, исследовался минеральный осадок, полученный после вытаивания снега, отобранного с места ноябрьского пеплопада, и последующего выпаривания воды.

Исследованные пеплы оказались разнозернистыми песками почти одинакового серого цвета,

со следующими пропорциями между гранулометрическими фракциями менее и более 0.25 мм (%): № 152 – соответственно 98.8 и 1.20: № 153 – 98.93 и 1.07; № 154/1 — 98.54 и 1.46; № 154/2 — 98.51 и 1.49. Морфология частиц пеплов была исследована в части средне-крупнопесчаной (+0.25 мм) фракции. Во всех случаях мы имели дело с частицами угловато-неправильной формы, обнаруживающими признаки микровезикулярности – результат дегазации (рис. 1-3). Полученные статистические данные свидетельствуют о некотором варьировании размеров (мкм) и степени удлинения частиц: № 152 – (330 ± 73) × (225 ± 67), коэффициент удлинения 1.56 ± 0.48; № 153 – (339 ± ± 63) × (226 ± 82), 1.66 ± 0.69; № 154/1 и 2 – (526 ± \pm 117) \pm (391 \pm 67), 1.38 \pm 0.23. Из приведенных данных следует, что в хронологическом ряду образцов последовательно увеличивается размер частиц, снижаются степень их удлинения, угловатость и интенсивность микровезикулярности.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Валовый химический состав пеплов анализировался рентгенофлуоресцентным методом, эталоном при этом выступили данные химического анализа камчатских вулканитов. Кроме того, исследовался химический состав отдельных частиц методом аналитической СЭМ (около 300 анализов).

По валовому составу (табл. 1, рис. 4) все исследованные образцы пеплов отвечают нормальнощелочным, умеренно-магнезиальным и относительно высокоглиноземистым андезибазальтам, что близко к средним данным для продуктов побочных извержений Ключевского вулкана за период 1932–2016 гг. [Озеров, 2019]. Таким образом, наши данные вполне укладываются в уже установленный факт удивительного здесь однообразия вулканических пород по их валовому составу. Однако с переходом к отдельным частицам исследуемых пеплов картина несколько изменяется. Проведенные исследования показали, что состав отдельных пепловых частиц средне-крупнозернистой песчаной размерности обнаруживает гораздо более широкие вариации. Так, частицы наиболее раннего пепла (№ 152) колеблются по составу от андезибазальтов и трахиандезибазальтов до андезитов и трахиандезитов и далее до низкощелочных дацитов. В пепле промежуточного возраста (№ 153) состав частиц варьируется в более узких пределах - от андезибазальтов до андезитов и низкощелочных дацитов. В позднем пепле (№ 154) размах колебания химического состава песчаных частиц резко увеличивается - сначала от базальтов до андезибазальтов и трахиандезибазальтов, затем до андезитов и трахиандезитов, и далее до низкощелочных дацитов. Таким образом, в хронологическом ряду исследованных пеплов не только наблюдается возрастание химической неоднородности проанализированной песчаной



Рис. 1. Типичные варианты частиц пепла в обр. № 152: угловато-неправильные, без механического износа, интенсивно микровезикулярные. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д, ж, и, л) и упруго-отраженных (б, г, е, з, к, м) электронов.



Рис. 2. Типичные варианты частиц пепла в обр. № 153: большей частью сглажено-угловатые, без механического износа, умеренно микровезикулярные. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д) и упруго-отраженных (б, г, е) электронов.

фракции, но и увеличивается контрастность состава в последовательности от андезибазальтов—андезитов—дацитов к базальтам—андезибазальтам андезитам—дацитам.

На фоне общей картины химизма исследованных пеплов выделяются точки состава некоторых особых частиц. Так, обнаруженные в составе обр. № 152 силикатные шарики размером 250– 300 мкм оказались по составу трахиандезибазальтами, наиболее щелочными по сравнению с типичными пепловыми частицами (мас. %): SiO₂ 55.15 ± \pm 9.84; TiO₂ 1.35 ± 1.21; Al₂O₃ 14.35 ± 2.4; Fe₂O₃ 6.85 ± 3.41; MgO 3.65 ± 2.39; MnO 0.41 ± 0.63; CaO 10.66 ± 7.73; Na₂O 0.5 ± 0.77; K₂O 6.95 ± 2.55; P₂O₅ 0.26 ± 0.64. Вулканические присыпки на нитевидных органоидах, выявленных в обр. № 152 и № 153, напротив, показали наименьшую щелочность, отвечая в целом переходу от андезитов к дацитам (мас. %): SiO₂ 57.37 ± 6.41; TiO₂ 1.11 ± ± 0.87; Al₂O₃ 17.02 ± 7.31; Fe₂O₃ 9.92 ± 9.24; MgO 3.01 ± 1.8; CaO 9 ± 3.7; Na₂O 0.45 ± 1.11; K₂O 1.11 ± ± 0.99; SO₃ 1.51 ± 1.83. А вот углеродсодержащие силикатные иглы оказались по составу силикатной компоненты особенно аномальными, соответствуя низкощелочным риодацитам (мас. %): SiO₂ 65.08 ± 7.78; TiO₂ 2.72 ± 6.06; Al₂O₃ 6.96 ± ± 7.96; Fe₂O₃ 2.12 ± 4.1; MgO 3.91 ± 2.27; CaO 15.42 ± 5.83; Na₂O 2.39 ± 1.96; K₂O 1.14 ± 0.55; SO₃ 0.27 ± 0.42.

МИКРОЭЛЕМЕНТЫ

Содержание микроэлементов в исследованных пеплах определялось методом ИСП-МС с



Рис. 3. Типичные варианты частиц пепла в обр. № 154: сглаженной формы, без механического износа, с редкими микровезикулами. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д, ж, и, л, н, п) и упруго-отраженных (б, г, е, з, к, м, о, р) электронов.

предварительным растворением. В результате было выявлено 48 элементов, включая 14 лантаноидов (табл. 2). Общая концентрация микроэлементов варьировалась в пределах 1257–1182 г/т, сокращаясь на 5–6% в хронологической последовательности образцов. Общая концентрация лантаноидов находится в пределах 45–46 г/т, что составляет 3.6–3.8% от общего содержания микроэлементов. В целом полученные данные заметно ниже показателей, типичных для островодужных вулканитов. Среди выявленных микроэлементов резко преобладают элементы центростремительные и минимально-центробежные, концентрирующиеся в мантии [Щербаков, 1975, 1976, 1982]. Отношение суммарной концентрации этих элементов к суммарной концентрации элементов дефицитно-центробежных и центробежных, преобладающих в земной коре, составляет 7.7—8.3. Таким образом, устанавливается факт геохимической дифференцированности исследованных пеплов примерно на уровне литосферной мантии.

Нормирование концентраций микроэлементов производилось с использованием трех эталонов –

Таблица 1.	. Х	Кимический	состав	исследованных пеплов,	мас.	%
------------	-----	------------	--------	-----------------------	------	---

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	54.23	56.6 ± 3.16	53.79	57.58 ± 2.51	53.67	53.93	55.49 ± 4.82
TiO ₂	0.69	1.4 ± 0.82	0.68	1.63 ± 0.62	0.6	0.58	1.14 ± 0.99
Al_2O_3	16.32	15.75 ± 6.87	17.3	15.11 ± 4.17	18.49	18.56	18.16 ± 8.19
Fe ₂ O ₃	9.55	9.54 ± 4.68	8.77	11.48 ± 3.2	7.81	7.64	8.63 ± 6.26
CuO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.08 ± 0.42
MnO	0.14	0.02 ± 0.11	0.13	0.04 ± 0.12	0.12	0.11	0.04 ± 0.14
MgO	4.75	3.58 ± 4.23	4.67	3.26 ± 1.6	4.21	4.21	35.07 ± 4.72
CaO	9.47	8.33 ± 3.23	9.69	7.44 ± 0.31	10.04	9.94	9.26 ± 3.79
Na ₂ O	3.17	3.41 ± 2.36	3.54	1.91 ± 1.81	3.73	3.7	2.96 ± 2.54
K ₂ O	1.33	1.28 ± 0.82	1.23	1.55 ± 0.58	1.14	1.14	1.16 ± 0.99
P_2O_5	0.34	Не обн.	0.2	Не обн.	0.19	0.19	Не обн.
SO ₃	Не обн.	0.02 ± 0.18	Не обн.	»	Не обн.	Не обн.	»
Cl	*	0.07 ± 0.29	*	»	»	»	»

Примечание. 1, 2 – обр. № 152, соответственно валовый состав и составы отдельных частиц; 3, 4 – обр. № 153, то же; 5–7 – обр. 154, соответственно валовые составы 154/1, 154/2 и составы отдельных частиц. Статистические данные: среднее ± СКО.



Рис. 4. Диаграмма TAS, иллюстрирующая химизм исследованных пеплов. Поля на диаграмме: 1 – пикриты; 2, 3 – пикриты, соответственно, умеренно-щелочные и щелочные; 4 – фондиты; 5–8 – пикробазальты, соответственно, ультраосновные, умеренно-шелочные, щелочные, основные; 9 – базальты; 10 – трахибазальты; 11 – базальты шелочные; 12 – андезибазальты; 13 – трахиандезибазальты; 14 – фонотефриты; 15 – андезиты; 16 – трахиандезиты; 17 – тефрифонолиты; 18 – дациты низкощелочные; 19 – дациты; 20 – трахидациты; 21 – трахиты; 22 – трахиты шелочные; 23 – фонолиты; 24 – риодациты низкощелочные; 25 – трахиодациты; 26 – трахириодациты; 27 – риодациты шелочные (пантеллериты); 28 – риолиты низкощелочные; 29 – риолиты; 30 – трахириолиты; 31 – риолиты шелочные (комендиты). Красные звезды – валовые составы пеплов, овалы – составы отдельных пепловых частиц (среднее ± СКО). Черные точки – средние составы силикатных шариков из обр. № 152 (1), углеродсодержащих силикатных игл (2), вулканических присыпок на нитях органоидов (3). Черная звезда – средний состав эффузивных продуктов побочных извержения вулкана Ключевского за период 1932–2016 гг. [Озеров, 2019].

хондритового, N-MORB и корового [Pearce, 1983; Saunders et al., 1988; Войткевич и др., 1990].

На графике хондритнормированных концентраций кривые лантаноидов практически сливаются, обнаруживая лишь единичные незначительные отклонения — в обр. № 152 оказалось чуть меньше Eu, а в обр. № 154/1 — меньше Tb (рис. 5а). В целом тренды концентраций — гладкие, имеют относительно небольшой спад в сторону лантаноидов иттриевой группы ($La_N/Lu_N = 2.4-2.5$). Отсутствие Eu-минимума и скачков концентраций, отвечающих за проявление так называемого тетрадного эффекта фракционирования [Гусев, Гусев, 2011], свидетельствует о том, что магматический материал в исследованных пеплах не претерпел предварительной отсадки полевых шпатов в ходе кристализационной дифференциации.

На графике *MORB-нормированных* концентраций (см. рис. 5б) кривые тоже сливаются. Отрицательные аномалии Ті, Ni, Cr указывают на вероятность кристаллизационно-гравитационной дифференциации в глубинном очаге с отсадкой наиболее тугоплавких минералов. Наличие отрицательных аномалий центробежных по своим геохимическим свойствам Та и Nb свидетельствует, во-первых, о минимальной роли в очаге магмогенерации субдукционной компоненты, а, вовторых, об отсутствии влияния континентальной коры на состав расплавов в ходе их подъема к земной поверхности.

На графике корово-нормированных концентраций (см. рис. 5в) кривые практически идеально сливаются, солидарно демонстрируя относительно небольшой максимум Sr и значительные максимумы Ba, Ti, и Yb. Последний особенно важен, поскольку может рассматриваться в качестве нового критерия глубинности происхождения магматического вещества [Силаев и др., 2016].

Геодинамическая природа исследуемых пеплов, определяемая по геохимическим критериям, вполне согласуются с геологической ситуацией на Ключевском вулкане: на диаграммах Y–Cr Дж. Пирса и Th–Hf/3–Ta Д. Вуда точки составов этих пеплов попадают в поля базальтоидов вулканических дуг, а на диаграмме Nb/Yb–Th/Yb те же

Таблица 2. Содержание микроэлементов (г/т) и изотопный состав Sr и Nd в исследованных пеплах

Элементы	152	153	154/1	154/2
Li	8	8	11	10
Be	0.29	0.26	0.25	0.27
Sc	21	21	19	18
V	200	210	190	180
Cr	40	35	33	32
Co	18	17	15	15
Ni	21	18	13	13
Cu	80	110	80	80
Zn	60	70	50	50
Ga	13	13	13	13
Ge	0.9	0.9	0.8	0.8
As	2	1.04	0.93	0.93
Se	0.59	0.6	0.38	0.54
Rb	12	11	11	11
Sr	270	270	280	280
Y	14	14	13	13
Zr	80	62	60	60
Nb	1.3	1.2	1.2	1.2
Мо	0.6	0.5	0.5	0.5
Ag	0.094	0.207	0.34	0.088
Cd	0.17	0.11	0.12	0.12
Sn	0.9	0.8	0.8	0.8
Sb	0.21	0.15	0.13	0.14
Te	0.038	0.023	0.01	0.017
Cs	0.46	0.41	0.39	0.4
Ba	350	340	350	350
La	6	6	6	6
Ce	14	14	14	14
Pr	2	2	1.9	2
Nd	9	9	9	9
Sm	2.5	2.6	2.4	2.5
Eu	0.8	0.9	0.9	0.9
Gd	3.2	3.3	3.1	3.2
Tb	0.5	0.5	0.4	0.5
Dy	2.9	3	2.9	2.9
Но	0.6	0.6	0.6	0.6
Er	1.8	1.8	1.7	1.8
Tm	0.26	0.27	0.25	0.25
Yb	1.7	1.8	1.6	1.7
Lu	0.25	0.26	0.24	0.25
Hf	1.5	1.9	1.8	1.9
Ta	0.14	0.13	0.14	0.13
W	0.14	0.12	0.12	0.12
11	0.07	0.04	0.04	0.05
Pb	5	2.4	2.4	2.4
B1	0.001	0.001	0.001	0.001
	0.55	0.52	0.5	0.53
U Cunara	0.31	0.29	0.28	0.5
Сумма	1247.773	1230.031 Ирототиче	1194.121	1181.836
870 /860	0.703600 ± 0.000000	ИЗОТОПНЫИ СОСТАВ	0.703606 ± 0.00015	0.703660 ± 0.00010
5r/**Sr	0.703090 ± 0.000009	0.703074 ± 0.000012	0.703070 ± 0.000013	0.703007 ± 0.000010
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513084 ± 0.000009	0.513082 ± 0.000010	$0.5130/9 \pm 0.000007$	0.513099 ± 0.000007



Рис. 5. Графики концентраций микроэлементов в исследованных пеплах, нормированные на состав хондритов (а), островодужных базальтоидов (б) и континентальную земную кору (в).



Рис. 6. Состав неорганических (а) и органических (б) литогенных газов в исследованных пеплах. а – области [Петровский и др., 2008]: І – мантийные производные, ІІ – продукты в мантийно-коровых взаимодействий, ІІІ – коровые образования. Звезды: черные – исследованные образцы, красные – пепел с вулкана Этна, синие – пепел с вулкана Эребус.

точки располагаются в поле островодужных базальтоидов.

Особое значение для определения природы магматического вещества в исследуемых пеплах имеет изотопный состав в них Sr и Nd. Согласно полученным нами данным (см. табл. 2), пепловые выбросы 2020-2021 по изотопии стронция и неодима весьма однородны (в скобках коэффициенты вариации, %): 87 Sr/ 86 Sr = 0.703687 ± 0.000012 (0.02); 143 Nd/ 144 Nd = 0.513086 ± 0.000009 (0.002). Koə ϕ фициент корреляции между значениями изотопных отношений достигает –1, что характерно для горных пород именно мантийного происхождения [Костицын, 2007]. Наши данные практически совпадают с ранее полученными определениями для Ключевского вулкана и достаточно близки к аналогичным характеристикам продуктов БТТИ и ТТИ-50 [Большое трещинное ..., 1984; Portnyagin et al., 2015; Churikova et al., 2015b] и вообше вулканитов тихоокеанского "огненного" пояса [Хедж, Горшков, 1977]. В глобальных координатах исследованные нами пеплы по Sr-Nd изотопии соответствуют современному состоянию океанической верхней мантии [Костицын, 2007].

ЛИТОГЕННЫЕ ГАЗЫ

В результате пирохроматографического анализа (нагревание до 1000°С) в исследованных пеплах обнаружена газовая фаза, состоящая из неорганических (H_2 , N_2 , NO, CO, CO₂) и органических (CH_4 , C_2H_4 , C_2H_6 , C_3H_6 , C_3H_8) компонентов (табл. 3). Общее содержание газов варьируется в пределах 357–4212 мкг/г, резко сокращаясь в хронологической последовательности образцов. В этом же направлении сокращаются содержания большинства неорганических газов (H_2 , CO, CO₂, H_2O). Содержание органических газов С1–С3 так же уменьшается строго в хронологической последовательности образцов. В артом технических газов С1–С3 так же уменьшается строго в хронологической последовательности пеплов от 181 до 15.5 мкг/г при общей доле в балансе газов 3.5–4.5%.

абли	ца 3. Соста	в литогені	HbIX Fa30B 1	в исследо	ванных п	еплах, 1	MKL/Г							
№ 11/п	Интервал нагрева- ния, °С	H_2	$ m N_2$	CO	CO ₂	H ₂ O	CH_4	C_2H_4	C ₂ H ₆	C ₃ H ₆	C_3H_8	Сумма неорганических газов	Сумма органических газов	Итого
152	100-400	Не обн.	Не обн.	3.71	112.39	631	0.055	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	4612.08	208.458	4820.538
	400-1000	45.17	15.9	516.18	1984.73	1303	107.361	32.771	25.391	27.701	15.179			
	100-1000	45.17	15.9	519.89	2097.12	1934	107.416	32.771	25.391	27.701	15.179			
153	100-400	Не обн.	14.8	4.26	54.29	233	0.013	Не обн.	Не обн.	Heo	юн.	1718.47	62.559	1781.029
	400-1000	6.91	7.64	222.75	609.82	565	24.98	13.039	7.477	17.(05			
	100-1000	6.91	22.44	227.01	664.11	798	24.993	13.039	7.477	17.(05			
154/1	100-400	Не обн.	2.34	7.43	115.99	649	0.008	Не обн.	Не обн.	He o	юн.	1767.12	63.362	1830.482
	400-1000	3.18	Не обн.	100.38	417.1	472	36.957	7.167	9.146	6.03	4.054			
	100-1000	3.18	2.34	107.81	533.09	1121	36.965	7.167	9.146	6.03	4.054			
154/2	100-400	Не обн.	Не обн.	Не обн.	10.52	136	0.072	Не обн.	Не обн.	1.2	36	341.7	15.446	357.146
	400-1000	*	3.97	14.03	108.18	69	13.127	0.858	0.153					
	100-1000	*	3.97	14.03	118.7	205	13.199	0.858	0.153					

СИЛАЕВ и др.

10

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 2 2022



Рис. 7. Типичная морфология и размеры свободных зерен породообразующих минералов в исследованных пеплах – оливина (а–г) и пироксенов (д–з). СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д, ж) и упруго-отраженных (б, г, е, з) электронов.

Сравнительный анализ показал, что по составу неорганических литогенных газов исследованные пеплы отвечают как минимум продуктам мантийно-коровых взаимодействий (рис. 6а). При этом концентрация СО и СО₂ в наиболее ранних пеплах с Ключевского вулкана заметно превышает таковую в исследованных нами ранее пеплах с вулканов Эребус и Этна [Силаев и др., 2020, 2021]. В хронологической последовательности в литогенных газах ключевских пеплов содержание CO и CO₂ сокращается в пользу H_2O . В итоге исследованные пеплы по этому признаку сближаются с пеплами с Эребуса и Этны. В составе углеводородных газов ключевских пеплов резко преобладают газы С1 и С2, чем эти пеплы заметно отличаются от пеплов с Эребуса и Этны (см. рис. 6б). Кроме того, в хронологической последовательности ключевских пеплов наблюдается сильный тренд к увеличению доли метана.

МИНЕРАЛЬНО-ФАЗОВЫЙ СОСТАВ

Рентгенофазовый состав пеплов определялся на дифрактометре XRD-6000 фирмы Shimadzu. На полученных рентгенограммах, кроме гало в области углов 20 20–40°С с FWHM 15°–20°, обусловленного присутствием в частицах вулканического стекла, регистрируются пики от ряда породообразующих минералов – большей частью плагиоклазов, слагающих в частицах пепла микролиты размером (50–100) × (5–15) мкм. Судя по насыщенности микролитами пирокластических частиц, степень раскристаллизации вулканического стекла в них увеличивается в хронологической последовательности образцов от № 152 к № 154. Кроме того, в составе пеплов, главным образом обр. № 154, обнаружены отдельные микрозерна оливина и пироксенов — угловатые по форме, размером (400–870) × 300–650) мкм (рис. 7), которые определяются вулканологами как субфенокристы [Озеров, 2019].

Плагиоклазы диагностированы во всех исследованных образцах по следующей серии основных рентгеновских отражений, приведенных в последовательности уменьшения интенсивности (Å, в скобках индексы hkl): 3.20 ($\overline{2}04$)-2.52 $(\overline{2}42) - 4.05$ $(\overline{2}02) - 3.77$ (112) - 3.65 (130) - 3.25 $(\overline{2}20)-2.95$ $(0\overline{4}2)-2.84$ (132). Рассчитанные по рентгенограммам параметры э. я. составили (нм): $a_0 = 0.81784 - 0.81845; b_0 = 1.28706 - 1.2904; c_0 =$ = 1.41608-1.41956, что соответствует плагиоклазам средне-основного состава. По данным аналитической СЭМ состав плагиоклазов варьируется от олигоклаз-андезинов Ab_{0.54-0.78}An_{0.18-0.4}Or_{0.04-0.06} до андезинов Ab_{0.53-0.63}An_{0.35-0.47}Or_{0-0.02}. Спорадически встречаются анортоклазы состава $Ab_{0.35-0.37}An_{0.27-0.3}Or_{0.36-0.4}$ и альбит-олигоклазы $Ab_{0.72-0.78}An_{0.18-0.23}Or_{0.04-0.05}.$ Точки состава анортоклазов на соответствующей диаграмме попадают в поле полной высокотемпературной смесимости альбита, анортита и ортоклаза.

В единичных случаях в пепловых частицах обнаруживается примесь *кварца*, диагностированного по отражениям 3.34 (101) и 4.26 (100) Å.

Оливину приписаны отражения (Å): 2.99 (002)– 2.47 (112)–3.89 (021)–2.78 (130)–2.50 (131)–2.28 (122)–2.26 (140). Параметры его э. я. в среднем составляют (нм): $a_0 = 0.47659$, $b_0 = 1.0233$, $c_0 = 0.59996$. По данным аналитической СЭМ состав этого оливина варьируется практически равномерно по всем исследованным образцам в пределах (Mg_{1.16–1.8}Fe_{0.18–0.78}Mn_{0–0.02}Ca_{0–0.04})₂[SiO₄], что соответствует минальному составу Fo_{60–91}. Последнее близко к составам фенокристов оливина в океанических базальтах и выделений оливина в хондритах, т. е. в геохимически недифференцированных субстратах.

Ортопироксены выявлены преимущественно в обр. № 154. Они были диагностированы по рентгеновским отражениям (Å): $2.99(22\overline{1})-2.89(31\overline{1})-2.52(002)-2.13(33\overline{1})-2.04(041)-1.625(22\overline{3})-1.757(150)-3.34(021). По составу ортопироксены колеблются в широких пределах от энстатита до гиперстена – <math>(Mg_{1.02-1.78}Fe_{0.16-0.92}Mn_{0-0.04}Ca_{0-0.36}Al_{0-0.16})_2[Si_2O_6]$ при частоте встречаемости видов (%): энстатит – 33, бронзит – 25, гиперстен – 42.

Клинопироксены обнаружены во всех образцах, будучи представленными диопсид-геденбергитовым рядом и авгитом. Определены по результатам аналитической СЭМ. Диопсид-геденбергит характеризуется существенным отклонениями по стехиометрии, что видно по рассчитанным для него эмпирическим формулам — $(Ca_{0.48-0.72}Mg_{0.81-1.2}Fe_{0.02-0.41}Mn_{0.01-0.02}Al_{0.12-0.29})_2[Si_2O_6]. Составу исследованного авгита соответствует формула (Ca_{0.85-0.97}Mn_{0.02-0.03})(Mg_{0.25-0.44}Fe_{0.32-0.55}Ti_{0.04-0.05}Al_{0-0.36})[Si_2O_6].$

Наиболее распространенными и сквозными акцессорными минералами для исследованных пеплов являются шпинелиды, варьирующие по химическому составу в весьма широких пределах (табл. 4). Согласно расчетам, в составе этих минералов присутствуют 13 миналов (табл. 5), существенно различающихся по плотности, которую можно оценить величиной параметра (a_0 , Å) и объема (V_0 , Å³) э. я. По этим величинам выявленные в исследованных шпинелидах миналы можно подразделить на три группы: 1) высокоплотных и соответственно наиболее глубинных по месту кристаллизации со значениями $a_0 = 8.16 \pm 0.01$ и $V_{0}^{3} = 543.94 \pm 20.44 -$ ганит, шпинель, герцинит, галаксит, магнезиохромит; 2) умеренно-плотных и соответственно умеренно-глубинных со значениями $a_0 = 8.37 \pm 0.01$ и $V_0^3 = 584.38 \pm 2.1$ – магне-зиоферрит, хромит, купрошпинель; 3) неплотных и соответственно малоглубинно-приповерхностных со значениями $a_0 = 8.45 \pm 0.0$ и, $V_0^3 = 543.94 \pm$

± 20.44 — магнетит, франклинит, треворит, кулсонит, якобсит, ульвит.

Результаты проведенных исследований показали, что в проанализированных пеплах имеют место четыре генерации шпинелидов, различающиеся как по морфологии и размерам индивидов (рис. 8), так и по химическому и минальному составам.

К первой – наиболее ранней генерации мы относим вкрапленность кристаллов предположительно ромбододекаэдрического габитуса размером $(24 \pm 7.7) \times (20 \pm 8)$ мкм и магнетит-магнезиоферритового состава с примесными миналами шпинели. герцинита, галаксита, купрошпинели. якобсита и ульвита. Эта генерация была обнаружена только в обр. № 154. Вторая генерация, получившая распространение во всех образцах пеплов и вообще типичная для пирокластических продуктов современного вулканизма, представлена вкрапленностью зерен неправильной формы, субмикронного – $(1.9 \pm 1.2) \times (1.3 \pm 0.8)$ мкм размера и ульвит-магнетитового состава с примесью миналов хромита, купрошпинели, треворита, франклинита, кулсонита и якобсита. Изредка такой минерал встречается в виде изометричных футляровидных индивидов размером 18-20 мкм. В качестве третьей генерации выделены магнитные шарики с диаметром 135 ± 51 мкм (рис. 9), обнаруженные в частицах пеплов обр. № 153 и 154. По минальному составу они магнетитовые со спорадической примесью якобсита. Наконец, к четвертой - хронологически наиболее поздней генерации отнесены узловато-игольчатые субиндивиды распада железистого вулканического стекла, размер которых варьируется в пределах $(8.8 \pm 5) \times (0.4 \pm 0.2)$ мкм. По составу эти индивиды магнетитовые с примесью миналов купрошпинели, якобсита и ульвита.

Таким образом, в составе исследуемых пеплов имеются два типа шпинелидов (рис. 10). К первому типу относится вкрапленность индивидов магнетит-магнезиоферрита, существенно обогащенных высокоплотными миналами. Это наиболее ранняя и, вероятно, мантийная по месту образования генерация. Наличие на поверхности таких индивидов микроскульптур растворения-регенерации — сильное подтверждение протогенетической природы таких минералов. Второй тип составляют все остальные генерации, образовавшиеся на пути к земной поверхности и непосредственно на ней, т.е. сингенетичные вулканитам и эпигенетичные им в части шпинелидов в микроструктурах распада застывшего вулканического стекла.

В более широком контексте магнетит-магнезиоферриты можно объединить с вышеописанными зернами оливина и пироксенов в группу ранних ликвидусных фаз, выкристаллизовавшихся из расплава еще в мантийно-астеносферном очаге, затем претерпевших гравитационную дифференциацию и потом извергнутых в составе наиболее поздней и мощной порции пеплов. Все эти

Эмпирические формулы	$\begin{array}{l}(Fe_{0.76-1}Mrn_{0-0.24}Ni_{0-0.04})\\(Fe_{1.5-1.94}Ti_{0.06-0.48}Cr_{0-0.06}V_{0-0.02})_{2}O_{4}\end{array}$	$(Fe_{0,84-1}Mn_{0-0.09}Cu_{0-0.06}Zn_{0-0.05}) \\ (Fe_{1,49-2}Ti_{0-0.51})_2O_4$	FeFe ₂ O ₄	$(Mg_{0,35-0,73}Fe_{0-0.58}Mn_{0,03-0.11}Cu_{0-0.31}) \\ (Fe_{1,75-2}Al_{0-0.25}Ti_{0-0.01})_2O_4$	$(Fe_{0.45-1}Mn_{0-0.14}Cu_{0-0.46}) \\ (Fe_{1.06-2}Ti_{0-0.94}V_{0-0.04})_2O_4$	$(Fe_{0.95-1}Mn_{0-0.05})Fe_2O_4;\\$	$(Fe_{0.69-0.94}Mn_{0.06-0.1}Cu_{0-0.22}) \\ (Fe_{1.79-1.94}Ti_{0.06-0.21})_2O_4$
V ₂ O ₅	0.07 ± ± 0.22	0	0	0	$0.15 \pm \pm 0.37$	0	0
Cr ₂ O ₃	0.23 ± ± 0.62	0	0	0	$0.03 \pm \pm 0.21$	0	0
Al ₂ O ₃	0	0	0	1.98 ± ± 1.49	0	0	0
TiO ₂	5.89 ± ± 3.55	2.6 ± ± 4.65	0	0.46± ± 1.31	9.46 ± ± 7.77	0	2.87 ± ± 2.55
MgO	0	0	0	13.3 ± ± 3.52	0	0	0
MnO	0.78 ± ± 0.72	0.29 ± ± 0.84	0	3.13 ± ± 1.06	0.96 ± ± 0.98	$\begin{array}{c} 0.37 \pm \\ \pm 0.43 \end{array}$	2.08 ± ± 1.32
ZnO	0	$\begin{array}{c} 0.07 \pm \\ \pm 0.32 \end{array}$	0	0	0	0	0
NiO	0.06 ± ± 0.29	0	0	0	0	0	0
CuO	$0.34 \pm \pm 1.64$	$0.09 \pm \pm 0.43$	0	2.69 ± ± 2.98	1.06 ± ± 2.77	0	4.06 ± ± 3.71
Fe ₂ O ₃	92.68 ± ± 4.29	96.93 ± ± 4.6	100	78.86± ± 6.24	88.45± ± 6.94	99.63 ± ± 0.43	90.99 ± ± 5.23
Объекты	Неправильные зерна	*	Магнитные шарики	Зерна ромбо- эдрического габитуса	Неправильные зерна	Магнитные шарики	Фаза распада железистого вулканического стекла
N⁰ o6p.	1 (152)	2 (153)	3 (153)	4 (154)	5 (154)	6 (154)	7 (154)

Таблица 4. Химический состав шпинелилов (средние \pm CKO) в исследованных пеплах. мас. %

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 2 2022

13



Рис. 8. Шпинелиды в составе исследованных пеплов.

а-е – вкрапленность ромбододекаэрических кристаллов магнетит-магнезиоферрита; ж, з – поверхности растворения-регенерации на поверхностях кристаллов магнетит-магнезиоферрита; и–м – вкрапленность зерен неправильной формы ульвит-магнетита; н, о – футляровидный микрокристалл ульвит-магнетита; п, р – скелетные индивиды распада железистого вулканического стекла. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д, ж, и, л, н, п) и упруго-отраженных (б, г, е, з, к, м, о, р) электронов.

Таблица 5. Минальный состав (средние ± СКО) шпинелидов в исследованных пеплах, мол. %

Миналы	1	2	3	4	5	6	7
Ганит ZnAl ₂ O ₄	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Шпинель MgAl ₂ O ₄	»	»	»	0.62 ± 2.22	»	*	»
Герцинит FeAl ₂ O ₄	»	»	»	6.5 ± 11.97	»	»	*
Галаксит MnAl ₂ O ₄	»	»	»	0.23 ± 0.83	»	»	*
Магнезиоферрит MgFe ₂ O ₄	»	»	»	58.69 ± 16.13	»	»	»
Хромит FeCr ₂ O ₄	0.76 ± 2.04	»	»	Нет	0.04 ± 0.33	»	*
Купрошпинель CuFe ₂ O ₄	1.04 ± 5.0	0.26 ± 1.25	»	6.77 ± 8.47	3.29 ± 8.29	»	12.4 ± 11.35
Магнетит FeFe ₂ O ₄	80.43 ± 12.88	90.91 ± 13.8	100	20.85 ± 21.6	66.2 ± 20.65	98.79 ± 1.47	73 ± 15.64
Φ ранклинит ZnFe $_2O_4$	Нет	0.35 ± 1.19	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Треворит NiFe ₂ O ₄	0.17 ± 0.83	Нет	»	»	»	»	*
Кулсонит FeV ₂ O ₄	0.48 ± 1.88	»	»	»	0.19 ± 0.56	»	*
Якобсит MnFe ₂ O ₄	2.83 ± 2.59	0.43 ± 2.08	»	8.23 ± 4	3.18 ± 3.26	1.21 ± 1.48	6.2 ± 4.87
Ульвит Fe ₂ TiO ₄	15.54 ± 10.55	8.04 ± 13.86	»	1.23 ± 3.59	27.13 ± 22.77	Нет	8.4 ± 7.76



Рис. 9. Магнитные шарики (а–е) с типичной для них паркетовидной скульптурой (ж, з) из исследованных пеплов. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д, ж) и упруго-отраженных (б, г, е, з) электронов.

ликвидусные фазы вполне сопоставимы по составу с аналогичными минералами в продуктах извержения ТТИ-50 [Churikova et al., 2015а], что только усиливает аргументы в пользу глубокого генетического единства вулканов Ключевской группы. С теоретической точки зрения обсуждаемый сценарий является замечательной иллюстрацией не только к собственно вулканическому процессу, но и к классическим основам магматической петрологии — правилу К.Г.Ф. Розенбуша и реакционному ряду Н.Л. Боуэна.

Очевидно, что обнаружение в исследованных пеплах ликвидусных фаз в неизмененном состоянии подтверждает выводы геофизиков о существовании под вулканами Ключевской группы астенолита, которому приписывают сечение около 2 км. Этот астенолит является долгоживущим магмопроводящим к земной поверхности каналом без признаков существования на всем его протяжении промежуточных магматических очагов и ассимиляции вещества земной коры [Гонтовая и др., 2017; Озеров, 2019].

В качестве постэруптивно-пневматолитовых минералов в ключевских пеплах установлены филлосиликаты — хлориты и железистый каолинит, а также сульфаты и сульфат-карбонаты. *Хлориты* состава ($Mg_{1.3-1.58}Fe_{3.42-3.7}$)₅($Al_{0.63-0.98}Fe_{0-0.37}$)[$AlSi_4O_{10}$](OH)₈ по диаграмме М. Хея отвечают брунсвигиту. По диаграмме из работы [Пузанков и др., 2010] температура кристаллизации таких хлоритов в пневматолито-гидротермальных условиях может составлять 310–350°С. *Каолинит* встречается чаще хлоритов, характеризуясь составом ($Al_{3.59-3.68}Fe_{0.32-0.41}$)₄[Si_4O_{10}](OH)₈. Он, вероятно, образовался в результате гидролитического изменения первичного вулканического материала, что и послужило причиной его обогащения железом. Сульфат-карбонаты и сульфаты обнаружены в виде примазок на поверхности пепловых частиц обр. № 154. Первые представлены Са и Са-Мд карбонатами с небольшой примесью сульфатиона – соответственно Ca[CO₃]_{0.92-0.99}[SO₄]_{0.01-0.08} и Са_{0.93}Мg_{1.07}[CO₃]_{1.97}[SO₄]_{0.03}. Вторые являются сульфатами с незначительной примесью карбонатиона – (Са_{0.95-0.97}Fe_{0.03-0.05})[SO₄]_{0.86-1.02}[CO₃]_{0-0.14}. Следует добавить, что после выпаривания воды, полученной из снега с участка пеплопада, рентгенофазовым анализом были обнаружены тоже сульфаты, а именно гипс.

МИКРОМИНЕРАЛЫ

В результате проведенных исследований в составе пеплов выявлено 33 микроминерала, в число которых входят самородно-металлические фазы и сплавы (17), сульфиды (4), хлориды (3), оксиды (2) и кислородные соли (7).

Преобладающее место среди микроминералов занимают, очевидно, самородные металлы и спла-



Рис. 10. Минальный состав шпинелидов, выявленных в исследованных пеплах.

1-4 – генерации минералов, 152–154 – номера образцов. Стрелкой показана хронологическая последовательность исследованных образцов и генераций шпинелидов.



Рис. 11. Типичные формы выделения самородных металлических фаз и сплавов в исследованных пеплах. а–з – самородное железо и сплавы на его основе; и, к – алюминий; л, м – свинец; н, о – молибден; п, р – латунь. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д, ж, и, м, н, п) и упруго-отраженных (б, г, е, з, к, л, о, р) электронов.

вы, в основном представленные субизометричными микрочастицами размером $(14 \pm 4.8) \times (9 \pm \pm 3.5)$ и $(147 \pm 46) \times (76 \pm 48)$ мкм. Реже встречаются металлические стружки размером $(2080 \pm \pm 1250) \times (248 \pm 115)$ мкм (рис. 11). По составу среди самородно-металлических фаз и сплавов (табл. 6) выделяются следующие виды и разновидности (в скобках частота встречаемости, %): железо (5.5%); медь (1.1); свинец (8.5); алюминий (1.1); железо с незначительной примесью марганца (22.8), серебра (3.3), никеля (1.1) и цинка (1.1); алюминий с незначительной примесью кремния и кальция (3.3); никель с примесью серебра и меди (2.2); молибден с примесью железа (2.2); железо-молибденовые сплавы $Mo_{0.42-0.76}Fe_{0.24-0.58}$ (7.6); латунь $Cu_{0.53-0.8}Zn_{0.14-0.47}Fe_{0-0.28}$ (28.3); сплавы на основе хрома $Cr_{0.54-0.86}Pb_{0.04-0.29}Fe_{0.07-0.1}$ (2.2) и цинка $Zn_{0.87-0.95}Fe_{0.05-0.13}$ (4.3); железо-хром-свинцовые сплавы $Pb_{0.48-0.49}Cr_{0.35-0.36}Fe_{0.15-0.16}$ (2.2); свинцовооловянные сплавы $Sn_{0.64-0.68}Pb_{0.31-0.36}Sb_{0-0.01}$ (3.3).

Следует подчеркнуть, что выявленное в исследованных пеплах обилие самородно-металлических фаз не только подтверждает уже известный факт значительного обогащения ими эксплозивных продуктов на современных вулканах [Верга-

Сплавы	Fe	Мо	Cr	Cu	Pb	Zn	Sn	Sb
Mo-Fe	25.79 ± 15.67	74.21 ± 15.67	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Cr–Pb–Fe	9.06 ± 0.57	Не обн.	77.09 ± 0.34	»	13.59 ± 0.6	»	*	»
Cu–Zn–Fe	2.27 ± 5.71	»	Не обн.	73.78 ± 8.08	Не обн.	22.43 ± 10.26	»	*
Zn –Fe	8.62 ± 2.03	»	»	Не обн.	*	91.38 ± 2.03	*	»
Pb-Fe-Cr	6.52 ± 0.41	»	14.24 ± 0.21	79.25 ± 0.21	*	Не обн.	*	»
Sn-Pb-Sb	Не обн.	»	Не обн.	Не обн.	48.99 ± 4.3	»	50.8 ± 3.64	0.21 ± 0.36

Таблица 6. Химический состав металлических сплавов, выявленных в исследованных пеплах, мас. %

Примечание. Содержание элементов: среднее ± СКО.



Рис. 12. Выделения атакамитоподобных гидроксил-хлоридов в исследованных пеплах. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а) и упруго-отраженных (б) электронов.



Рис. 13. Микровыделения эсколаита в частицах исследованных пеплов (показаны стрелками). СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в) и упруго-отраженных (б, г) электронов.

сова и др., 2017; Карпов и др., 2017; Силаев и др., 2019а], но и окончательно дезавуирует иногда высказываемые сомнения в природном происхождении таких минералов¹, поскольку почти все вышеперечисленные металлические фазы и сплавы были обнаружены нами непосредственно в пепловых частицах в виде включений в вулканическом стекле или в срастаниях с породообразующими магматическими минералами.

Сульфиды представлены субмикронными включениями в вулканическом стекле пирита, сфалерита ($Zn_{0.95-0.98}Fe_{0.03-0.05}$)S, галенита $Pb_{0.93-1.03}$ S и минералов группы халькозина — спионкопит-ярроуита состава $Cu_{1.16-1.3}Ag_{0-0.02}$)_{1.16-1.32}S.

Из *галоидных* минералов установлены (табл. 7) галит, Pb-Na-K хлоридные смеси и атакамито-

подобный гидроксил-хлорид состава $(Cu_{1.64-2}Zn_{0-0.36})_2Cl_{0.47-1.06}(OH)_{2.94-3.53}$. Все они встречаются в виде отдельных выделений размером (6–15) × (4–6) мкм (рис. 12). Следует отметить, что в настоящее время атакамит уже хорошо известен в продуктах извержений многих камчатских вулканов [Силаев и др., 2021].

Из оксидов в число микроминералов вошли игольчатый Sb_2O_3 – валентинит и эсколаит состава ($Cr_{1.88-1.94}Fe_{0.04-0.99}Zn_{0-0.04}Ba_{0-0.06})_2O_3$, образующий зерна размером (6 ± 4) × (3 ± 2) мкм (рис. 13). В случае эсколаита это, вероятно, первая находка в продуктах современного вулканизма, но ранее нам уже приходилось иметь дело с этим минералом в глубинных породах, в частности в бразильских алмазоносных "метаконгломератах".

Кислородные соли среди микроминералов представлены кальцитом, смитсонитом и баритом в четырех разновидностях: кальциевой $(Ba_{0.68-0.97}Ca_{0.02-0.32})[SO_4]$, стронциево-кальциевой $(Ba_{0.77-0.87}Ca_{0.08-0.17}Sr_{0.03-0.04})[SO_4]$, кальциево-цинковой $(Ba_{0.56-0.57}Ca_{0.07-0.28}Zn_{0.16-0.37})[SO_3]$ и стронциево-кальциево-цинковой $(Ba_{0.72}Ca_{0.07}Sr_{0.03}Zn_{0.17})[SO_4]$.

¹ Примечание академика Н.Л. Добрецова к статье [Карпов и др., 2017]: "Приведенная ассоциация алмаза и самородных металлов (Al, Cu, Zn, Si, Fe) не соответствует природным системам и ближе всего к техногенным примесям. Добавление к пеплопадам технической пыли из Китая или Японии в условиях сильнейшего циклона на начальной стадии извержения вполне возможно ...".

				-	. ,				
№ п/п	Pb	Ca	Na	K	Cu	Fe	Zn	Cl	Эмпирические формулы
1	44.72	0.65	7.98	9.62	Не обн.	Не обн.	Не обн.	34.41	0.34PbCl ₂ + 0.37 NaCl + 0.26 KCl + 0.03 CaCl ₂
2	56.76	1.26	4.43	4.93	»	»	»	32.62	0.53PbCl ₂ + 0.25 NaCl + 0.16 KCl + 0.06 CaCl ₂
3	49.41	4.06	4.89	5.47	»	»	»	36.17	0.41 PbCl ₂ + 0.25 NaCl + 0.16 KCl + 0.18 CaCl ₂
4	60.65	1.5	2.42	4.54	»	»	»	30.89	0.61PbCl ₂ + 0.15 NaCl + 0.16 KCl + 0.08 CaCl ₂
5	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	41.9	»	»	10.04	Cu ₂ Cl _{0.87} (OH) _{3.13}
6	*	»	»	»	47.61	»	»	13.88	Cu ₂ Cl _{1.06} (OH) _{2.94}
7	*	»	»	»	36.42	»	8.18	3.78	$(Cu_{1.64}Zn_{0.36})_2Cl_{0.31}(OH)_{3.69}$
8	*	»	»	»	36.42	»	8.18	5.78	$(Cu_{1.64}Zn_{0.36})_2Cl_{0.47}(OH)_{3.53}$
9	*	»	»	»	43.83	4.68	Не обн.	11.97	$(Cu_{1.78}Fe_{0.22})_2Cl_{0.88}(OH)_{3.12}$
10	*	»	»	»	47.63	2.82	»	36.31	$(Cu_{1.87}Fe_{0.13})_2Cl_{2.59}(OH)_{1.44}$
11	*	»	*	»	47.61	Не обн.	»	13.18	$Cu_2Cl(OH)_3$
12	*	*	*	*	47.63	*	*	12.71	Cu ₂ Cl _{0.97} (OH) _{3.03}

Таблица 7. Химический состав хлоридов (1-4) и атакамитоподобных гидроксил-хлоридов (5-12), мас. %

Таблица 8. Химический состав углеродсодержащих и углеродных фаз исследованных пеплов, мас. %

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	46.24 ± 11.38	1.43 ± 1.81	Не обн.	2.07 ± 0.42
TiO ₂	1.91 ± 4.4	0.97 ± 2.62	»	2.41 ± 0.98
Al_2O_3	4.19 ± 4.3	0.62 ± 0.9	»	Не обн.
Fe ₂ O ₃	1.55 ± 2.96	0.48 ± 0.95	13.97 ± 7.33	»
MnO	3.03 ± 1.81	Не обн.	Не обн.	»
ZnO	Не обн.	»	1.14 ± 0.05	»
MgO	*	0.19 ± 0.37	6.33 ± 2.63	»
BaO	*	Не обн.	27.8 ± 15.8	*
CaO	11.36 ± 5.43	2.16 ± 2.23	0.21 ± 0.22	34.57 ± 6.57
Na ₂ O	1.87 ± 1.54	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K ₂ O	0.7 ± 0.17	0.14 ± 0.27	»	»
P_2O_5	Не обн.	0.27 ± 0.61	»	»
SO ₃	0.21 ± 0.32	0.87 ± 0.93	1.56 ± 0.43	2.11 ± 0.44
Cl	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.2 ± 0.08

Примечание. 1 — углеродсодержащие силикатные иглы, 2 — частицы шунгитоподобного вещества, 3 — металлорганические соединения, 4 — нитевидные формы конденсированных органоидов.

УГЛЕРОДНОЕ ВЕЩЕСТВО

Важной особенностью исследованных пеплов является присутствие в них эндогенного углеродного вещества в атомно-дисперсной² и конденсированно-фазовой формах (табл. 8).

Углеродсодержащие силикатные иглы — бесцветные образования размером 750—2000 мкм в длину и 35—50 мкм в толщину, с торцовыми окончаниями, иногда с признаками огранения (рис. 14). По химическому составу силикатной части соответствуют, как было показано выше, низкощелочным риодацитам. Присутствие углерода доказано дисперсионно-волновым спектром, содержание по данным аналитической СЭМ колеблется в пределах 18—28 мас. %.

Шунгитоподобное вещество представлено обособленными частицами размером 300-600 мкм

(рис. 15). В нем установлена относительно небольшая примесь вулканического материала. На поверхности частиц наблюдаются примазки конденсированных металлоорганических соединений (МОС) размером (47 ± 35) × (14 ± 7) мкм. Преимущественно углеродный состав примазок доказывается дисперсионно-волновым спектром. Состав металлической компоненты в МОС оценивается как $Mg_{0.18-0.51}Fe_{0.16-0.35}Ba_{0.15-0.38}Zn_{0.02-0.03}Ca_{0-0.01}S_{0.06-0.14}$, что вполне согласуется с элементным составом самих пеплов.

Нити органоидов, обнаруженные непосредственно в частицах пеплов, варьируются по окраске от бесцветных до красных, по длине – от 400 до 800 мкм, по толщине – от 15 до 40 мкм (рис. 16). В составе содержат небольшую примесь вулканогенного материала – 6.9 ± 6.48 мас. %. На поверхности нитей наблюдаются локальные присыпки вулканогенного материала, отвечающего

² По академику Э.М. Галимову.



Рис. 14. Размеры и морфология углеродсодержащих силикатных игл из исследованных пеплов. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д, ж, и) и упруго-отраженных (б, г, е, з, к) электронов.



Рис. 15. Частица шунгитоподобного углеродного вещества с примазками металлоорганических соединений на своей поверхности (а, б, МОС показаны стрелками) и дисперсионно-волновой спектр, полученный от микровыделений МОС (в); в – Срѕ – интенсивность линий, СКα и ОКа – основные линии соответственно углерода и кислорода в ЭД-спектрах.

по составу, как было показано выше, андезитамдацитам. По своим визуально-морфологическим и химическим свойствам охарактеризованные нитевидные органоиды вполне тождественны такого рода образованиям, выявленным в продуктах голоценовых извержений многих камчатских и внекамчатских вулканов [Силаев и др., 2018].

В составе исследуемых пеплов, вероятно, впервые для непосредственно геологических объектов, обнаружены гибридные смеси кальцийцинковых карбонатов с формиатом титана —

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 2 2022

 $Ti(HCOO)_3$ Ранее подобные формиатной компоненте органические соединения отмечались только в горелых угольных отвалах [Чесноков, 1991]. В нашем случае такого рода соединения представлены микрочастицами голубовато-зеленого цвета размером (300–500) × (100–150) мкм, внутри и на поверхности которых наблюдается масса микровключений и примазок вулканогенного материала (рис. 17), отвечающего по составу андезибазальтам-низкощелочным дацитам. Присутствие органического углерода в микрочастицах доказано волновой электронной спектроскопией.



Рис. 16. Нити органоидов из исследуемых пеплов. СЭМ-изображения в режимах вторичных (а, в, д, ж, и, л) и упругоотраженных (б, г, е, з, к, м) электронов.



Рис. 17. Типичное голубовато-зеленое зерно состава Ca–Zn карбонат + титан-формиат с микровключениями и примазками вулканического материала (светлые микрочастицы на б). СЭМ-изображения в режимах вторичных (а) и упруго-отраженных (б) электронов.

По составу (табл. 9) выявленные композиты весьма изменчивы: $(0.63 \pm 0.37)(Ca_{0.06-1}Zn_{0-0.94})[CO_3] + (0.36 \pm 0.37)$ Ti(HCOO)₃.

Изотопный состав органического углерода был проанализирован как в пепловых частицах (атомно-дисперсная форма), так и непосредственно во всех основных углеродных фазах. Согласно полученным результатам, изотопный коэффициент углерода в них изменяется в пределах –31.13...–24.94‰, что укладывается в установленный нами ранее генеральный диапазон изотопного варьирования органического углерода в продуктах современного вулканизма [Силаев и др., 2018, 2019, 2020, 2021]. При этом в части атомнодисперсной формы и в частицах с титан-формиатом углерод демонстрирует хронический тренд изотопного утяжеления, а в части шунгитоподобного углерода — тренд незначительного изотопного облегчения (рис. 18).

ОЦЕНКА УРОВНЯ ОБЩЕЙ МИНЕРАЛЬНО-ФАЗОВОЙ ОРГАНИЗАЦИИ ПЕПЛОВ

В исследованных пеплах (табл. 10) выявлено более 50 минеральных видов и фаз, в том числе самородных металлов и сплавов (в скобках частота встречаемости, %) – 17 (33.5), хлоридов – 3 (5.95), сульфидов – 4 (7.8), оксидов – 6 (11.8), силикатов –

таолица	· / / · · · · · · · · · · · · · · · · ·		ь кароонат	-титанфор	пформиатных гиоридов, мас. 70		
№ п/п	CaO	ZnO	CuO	TiO ₂	Эмпирические формулы		
1	3.62	93.92	Не обн.	2.46	$0.96(Zn_{0.94}Ca_{0.06})[CO_3] + 0.04Ti(HCOO)_3$		
2	1.33	97.45	*	1.22	$0.98(Zn_{0.98}Ca_{0.02})[CO_3] + 0.02Ti(HCOO)_3$		
3	81.65	Не обн.	*	18.35	$0.76Ca[CO_3] + 0.24Ti(HCOO)_3$		
4	2.59	4.33	*	93.08	$0.96(Zn_{0.54}Ca_{0.46})[CO_3] + 0.04Ti(HCOO)_3$		
5	Не обн.	Не опр.	*	100	Ti(HCOO) ₃		
6	»	»	*	100	Ti(HCOO) ₃		
7	»	»	*	100	Ti(HCOO) ₃		
8	57.86	6.34	*	35.8	$0.55(Ca_{0.93}Zn_{0.07})[CO_3] + 0.45Ti(HCOO)_3$		
9	54.52	5.7	*	39.78	$0.51(Ca_{0.93}Zn_{0.07})[CO_3] + 0.49Ti(HCOO)_3$		
10	1.94	4.48	*	93.58	$0.04(Zn_{0.61}Ca_{0.39})[CO_3] + 0.96Ti(HCOO)_3$		
11	Не обн.	Не обн.	*	100	Ti(HCOO) ₃		
12	»	»	*	100	Ti(HCOO) ₃		
13	»	»	*	100	Ti(HCOO) ₃		
14	75.47	»	*	24.53	$0.69(Ca_{0.97}Zn_{0.03})[CO_3] + 0.31Ti(HCOO)_3$		
15	54.78	»	*	45.22	$0.5(Ca_{0.85}Zn_{0.15}Cu_{0.08})[CO_3] + 0.5Ti(HCOO)_3$		
16	96.91	»	*	3.09	$0.96Ca[CO_3] + 0.04Ti(HCOO)_3$		
17	Не обн.	»	*	100	Ti(HCOO) ₃		
18	22.98	»	*	77.02	$0.18Ca[CO_3] + 0.82Ti(HCOO)_3$		
19	90.7	»	*	9.3	$0.87Ca[CO_3] + 0.13Ti(HCOO)_3$		
20	59.8	6.11	*	34.09	$0.57(Ca_{0.93}Zn_{0.07})[CO_3] + 0.43Ti(HCOO)_3$		
21	50.82	3.03	*	46.15	$0.45(Ca_{0.96}Zn_{0.04})[CO_3] + 0.55Ti(HCOO)_3$		
22	98.63	Не обн.	*	1.37	$0.98Ca[CO_3] + 0.02Ti(HCOO)_3$		
23	84.82	»	*	15.18	$0.8Ca[CO_3] + 0.2Ti(HCOO)_3$		
24	100	»	»	Не обн.	Ca[CO ₃]		
25	77.48	»	5.27	17.25	$0.77(Ca_{0.77}Zn_{0.23})[CO_3] + 0.23Ti(HCOO)_3$		
26	77.71	»	Не обн.	20.23	$0.71Ca[CO_3] + 0.29Ti(HCOO)_3$		
27	97.28	»	*	2.72	$0.96Ca[CO_3] + 0.04Ti(HCOO)_3$		
28	86.11	»	*	13.89	$0.82Ca[CO_3] + 0.18Ti(HCOO)_3$		
29	96.39	»	*	3.61	$0.95Ca[CO_3] + 0.05Ti(HCOO)_3$		
30	93.54	»		6.46	$0.91Ca[CO_3] + 0.09Ti(HCOO)_3$		
31	92.16	»		7.84	$0.89Ca[CO_3] + 0.11Ti(HCOO)_3$		
32	77.36	»	12.85	9.79	$0.93(Ca_{0.87}Cu_{0.13})[CO_3] + 0.07Ti(HCOO)_3$		
33	92.19	»		7.81	$0.89Ca[CO_3] + 0.11Ti(HCOO)_3$		
34	59.8			40.2	$0.51Ca[CO_3] + 0.49Ti(HCOO)_3$		
35	96.96			3.04	$0.96Ca[CO_3] + 0.04Ti(HCOO)_3$		
36	92.08			7.92	$0.89Ca[CO_3] + 0.11Ti(HCOO)_3$		
37	88.44			11.56	$0.85Ca[CO_3] + 0.15Ti(HCOO)_3$		
38	98.82			1.12	$0.98Ca[CO_3] + 0.02Ti(HCOO)_3$		
39	77.07			22.93	$0.71Ca[CO_3] + 0.29Ti(HCOO)_3$		
40	93.17	4.01		2.82	$0.96(Ca_{0.97}Zn_{0.03})[CO_3] + 0.04Ti(HCOO)_3$		
41	82.41	4.25		13.34	$0.82(Ca_{0.96}Zn_{0.04})[CO_3] + 0.18Ti(HCOO)_3$		
42	79.88			20.12	$0.74Ca[CO_3] + 0.26Ti(CH_3COO)_3$		
43	89.51	3.86		6.63	$0.91(Ca_{0.97}Zn_{0.03})[CO_3] + 0.09Ti(HCOO)_3$		
44	95.91			4.09	$0.94Ca[CO_3] + 0.06Ti(HCOO)_3$		
45	20.46	60.87		18.67	$0.61(Zn_{067}Ca_{0.33})[CO_3] + 0.39Ti(HCOO)_3$		
46	7.34	88.88		3.78	$0.93(Zn_{0.89}Ca_{0.11})[CO_3] + 0.07Ti(HCOO)_3$		
47	11.5	80.72		7.78	$0.86(Zn_{0.83}Ca_{0.17})[CO_3] + 0.14Ti(HCOO)_3$		
48	29.4	6.1	7.18	57.32	$0.09(Ca_{0.76}Zn_{011}Cu_{0.13})[CO_3] + 0.91Ti(HCOO)_3$		

Таблица 9. Химический состав карбонат-титанформиатных гибридов, мас. %

№ обр.	Дaт	гы извержений							
	30.11.2020	14.12.2020	18.01.2021						
Атомно-дисперсио	нный углерод в частицах	к пеплов							
152	-28.79								
153		-27.87							
154/1			-26.61						
154/2			-24.94						
	Углерод в силикатных иг	лах							
153		-27.87							
	Углерод в титан-форми	иате							
152	-28.77								
154			-28.0-						
Нити органоидов									
152	-27.5								
153		-27.41							
Шунгитопо,	добное углеродное вещее	ство							
153		-30.56							
154			-31.13						
Среднее	-28.35	-28.3	-27.67						
СКО	0.74	1.53	2.62						

Рис. 18. Изотопный состав углерода в исследованных пеплах и вероятные тренды его изменения во времени.

7 (13.7), кислородных солей – 9 (17.6), углеродных фаз – 5 (9.9). Приведенные пропорции свидетельствуют о принципиальном отличии пеплов от вещества земной коры [Юшкин и др., 2008]. В исследованных пеплах в сравнении с земной корой по частоте встречаемости в 11 раз больше простых веществ (металлов и сплавов), в 13 раз больше углеродных фаз, в 1.5 раз больше галоидных минералов, но в 2 раза меньше силикатов и кислородных солей — основных минеральных индикаторов глобальной геохимической дифференциации. В соответствии с такими различиями распределений минералов находятся и величины отношений частот встречаемости крайних минеральных типов – простых веществ и кислородных солей. Для земной коры это отношение составляет 0.08, а для исследованных пеплов – 2.6.

Определенный интерес представляют и результаты сопоставления ключевских пеплов с типичными земными ультрабазит-базальтоидами и базальтоидами неземного происхождения [Юшкин и др., 2007]. Так, в сравнении с ультрабазитами Урала исследуемые пеплы по частоте встречаемости обогащены в 3.4 раза простыми веществами, в 5 раз – галоидными минералами, в 3 раза углеродистыми веществами, но обеднены в 2 раза халькогенными соединениями, в 2.3 раза – оксидами, в 1.5 раза — силикатами и кислородными солями. Отношение частот встречаемости простых веществ и кислородных солей в пеплах выше по сравнению с уральскими ультрабазит-базальтоидами более чем в 7 раз. По сравнению с лунными базальтами исследованные нами пеплы богаче простыми веществами в 2.2 раза, кислородными солями в 1.5 раза, многократно богаче галоидными

N⁰	M 1	Проанал	пизированные образц	ы пепла
п/п	минералы, фазы	152	153	154
	Самородни	ые металлы и сплавы		
1	Al			+
2	Al (Si,Ca)	+		+
3	Fe			+
4	Fe (Ni)	+		
5	Fe (Mn)			+
6	Fe(Zn)			+
/	Fe (Ag)	+		
ð	Fe-MO	+		+
10	$Ni (\Delta \alpha Cu)$	+		
11	Cr (Pb, Fe)	•	+	
12	Cu	+		
13	Cu–Zn			+
14	Zn (Fe)			+
15	Pb		+	
16	Pb–Sn(Sb)		+	
17	Pb–Cr–Fe		+	
	-	Сульфиды		
18	Пирит		+	
19	Сфалерит		+	
20	Галенит			+
21	$Cu_{2-x}S$	⊤		
22	Голит	Алориоы	1	+
22	Атакамит	+		+
23	PhNaK-cmecu	I		+
21		Оксиды		
25	Кварц	+	+	
26	Магнетит	+	+	+
27	Ульвит-магнетит	+	+	+
28	Магноферрит			+
29	Эсколаит		+	+
30	Валентинит α -Sb ₂ O ₃			+
		Силикаты		
31	Плагиоклаз основной			+
32	Олигоклаз	+		1
33 24	И пироксены			+
34	Отирии		+	+
36	Хлориты		+	I
37	Каолинит		+	
0.	Кис	глородные соли		
38	Кальцит			+
39	Смитсонит			+
40	Барит, Са-разновидность	+	+	+
41	Барит, Ca-Zn-разновидность	+	+	
42	Барит, Sr-Ca-разновидность	+	+	
43	Барит, Sr-Ca-Zn-разновидность	+		
44	Са сульфат-карбонаты			+
43 16	Са сульфат-кароонаты			
40	Са сульщаты Vaaan	одные вешестел		Т
47	Углеролсолержащие силикатные иглы	+		+
48	Шунгитоподобное вешество		+	+
49	Металлоорганические соединения			+
50	Кальцит + титаноформиат	+		+
51	Нитевидные органоиды	+	+	

Таблица 10. Кадастр минералов и фаз, выявленных в пеплах извержений 2020-2021 гг. Ключевского вулкана

минералами, но беднее в 1.5 раза халькогенидами, в 2 раза — оксидами, почти в 3 раза — силикатами. Отношение частот встречаемости простых веществ и кислородных солей в ключевских пеплах в 2 раза выше, чем в лунных базальтах.

Таким образом, проведенный анализ показывает, что и на уровне минерально-фазовой организации исследуемые пеплы с вулкана Ключевского характеризуются гораздо более низкой степенью дифференциации вещества, чем в среднем в земной коре, в земных внутрикоровых ультрабазитбазальтоидах и даже в лунных базальтах. Все это полтверждает вывод о мантийно-астеносферном происхождении ключевских вулканитов. На таком фоне особенно выделяется феномен аномального обогащения исследованных пеплов углеродными фазами – в 3 раза по сравнению с уральскими ультрабазит-базальтоидами и в 13 раз по сравнению с земной корой. Этот факт явно подтверждает выводы Е.К. Мархинина [1974] и Н.Е. Подклетнова [1983] о том, что именно глубокоочаговый вулканизм и является самым мощным фактором углеродизации приповерхностной оболочки Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате петро-минералого-геохимических исследований вулканического материала из трех хронологически дискретных, но последовательных пепловых выбросов в период от 30.11.2020 до 18.01.2021 была выявлена ранее неизвестная закономерность сопряженной временной упорядоченности изменения многих свойств вещества эксплозий, вероятно, отражающая эволюцию первичного магматического очага. Все исследованные образы пеплов по гранулометрическому составу отвечают пескам, но при этом в части средне-крепнопесчаной фракции обнаруживают хронологическую последовательность: увеличение размера частиц, снижение степени их удлинения и угловатости, уменьшение интенсивности микровезикулярности. По валовому химическому составу пеплы отвечают нормально-щелочным, умеренно-магнезиальным и относительно высокоглиноземистым андезибазальтам. Состав отдельных пепловых частиц средне-крупнопесчаной размерности колеблется в более широких пределах – от базальтов к андезибазальтам и трахиандезибазальтам, андезитам и трахиандезитам, вплоть до низкощелочных дацитов. При этом в хронологическом ряду образцов наблюдается возрастание химической неоднородности таких частиц и последовательное увеличение контрастности их состава.

В составе пеплов выявлено около 50 микроэлементов, общее содержание которых колеблется в пределах 1257—1182 г/т, несколько сокращаясь в хронологической последовательности образцов. Среди выявленных микроэлементов резко преобладают элементы центростремительные и минимально-центробежные, концентрирующиеся в мантии, что указывает на относительно малую степень геохимической дифференциации вещества пеплов. Геодинамическая природа пеплов, определяемая по геохимическим критериям, вполне согласуются с геологической ситуацией на Ключевском вулкане — изученные пеплы по этим критериям соответствуют базальтоидам вулканических и островных дуг.

По изотопному составу Sr и Nd исследованные пеплы весьма однородны: 87 Sr/ 86 Sr = 0.703687 ± ± 0.000012; 143 Nd/ 144 Nd = 0.513086 ± 0.000009. Низкие значения изотопных коэффициентов стронция и неодима и сильная отрицательная корреляция характеризуют ключевские пеплы как магматиты мантийного происхождения. Полученные нами результаты практически совпадают с ранее опубликованными данными для Ключевского вулкана и достаточно близки к определениям в продуктах БТТИ, ТТИ-50 и вообще в вулканитах тихоокеанского вулканического пояса. В глобальных координатах исследованные нами пеплы по Sr-Nd изотопии отвечают современному состоянию океанической верхней мантии.

В результате пирохроматографического анализа в пеплах обнаружена литогенная газовая фаза, состоящая из неорганических (H_2 , N_2 , NO, CO, CO₂) и органических (CH_4 , C_2H_4 , C_2H_6 , C_3H_6 , C_3H_8) компонентов. Общее содержание газов варьируется в пределах 357—4212 мкг/г, резко сокращаясь в хронологической последовательности образцов. По пропорциям между неорганически-ми газами исследованные пеплы отвечают продуктам мантийно-коровых взаимодействий. В составе углеводородных газов резко преобладают газы C1 и C2, а в хронологической последовательности образцов происходило увеличение доли метана.

Степень раскристаллизации вулканического стекла в пеплах несколько увеличивается в хронологической последовательности. В качестве микролитов выступают плагиоклазы, варьирующие по составу от олигоклаз-андезинов до андезинов, спорадически встречаются альбит-олигоклазы и анортоклазы. Состав оливина колеблется в пределах Fo₆₀₋₉₁. Ортопироксены представлены рядом от энстатита до гиперстена, а клинопироксены – диопсид-геденбергитом и авгитом.

В исследованных пеплах получили развитие четыре генерации шпинелидов, различающиеся как по морфологии и размерам индивидов, так и по химическому и минальному составам: 1) наиболее ранняя генерация, обнаруженная в самой поздней порции пеплов, – микрокристаллы ромбододекаэдрического габитуса и магнетит-магнезиоферритового состава с примесными миналами шпинели, герцинита, галаксита, купрошпинели, якобсита и ульвита; 2) вкрапленность микрозерен неправильной формы, получившая распространение во всех порциях пеплов, – ульвит-магнетиты с примесью миналов хромита, купрошпинели, треворита, франклинита, кулсонита и якобсита; 3) магнитные шарики – магнетит со споралической примесью якобсита; 4) узловато-игольчатые субиндивиды распада железистого вулканического стекла магнетит с примесью миналов купрошпинели, якобсита и ульвита. Таким образом, в составе исследованных пеплов выявлены два генетических типа шпинелидов – уникальная ранняя генерация, представленная магнетит-магнезиоферритом, и последующие генерации ульвит-магнетитов, весьма типичных для продуктов современного вулканизма. Магнетит-магнезиоферрит в сочетании с оливином и пироксенами образуют группу ранних ликвидусных фаз. выкристаллизовавшихся из расплава еще в мантийно-астеносферном очаге, затем подвергшихся гравитационной дифференциации и извергнутых позже с наиболее поздней и мощной порцией пеплов.

В результате проведенных исследований в составе пеплов выявлено 33 микроминерала, в число которых входят самородно-металлические фазы и сплавы, сульфиды, хлориды, оксиды и кислородные соли. Важной фазовой компонентой пеплов служит эндогенное углеродное вещество в атомно-дисперсной и конденсированной фазовой формах: углеродсодержащие силикатные иглы, шунгит, нити органоидов и, вероятно, впервые обнаруженные в вулканитах гибридные смеси Ca-Zn карбонатов и формиата титана Ті(НСОО)₃, конденсированные металлоорганические соединения. Изотопный состав углерода варьируется в пределах -31.13...-24.94‰, что вполне укладывается в установленный нами ранее генеральный диапазон изотопного варьирования абиогенного органического углерода в продуктах современного вулканизма. Но при этом в части атомно-дисперсной формы и в частицах с титан-формиатом обнаруживается временной тренд незначительного изотопного утяжеления углерода.

По уровню минеральной организации исследованные нами пеплы принципиально отличаются от земной коры и внутрикоровых ультрабазитбазальтоидов, что также подтверждает мантийноастеносферное происхождение большей части их вещества.

Полученные нами минералого-геохимические ланные весьма комплементарны выводам Г.С. Горшкова, сделанным по результатам анализа сейсмической активности в районе вулкана Ключевской в преддверии и ходе побочного извержения Былинкиной [Горшков, 1954]. Согласно этим выводам, на вулкане было зарегистрировано два типа вулканического дрожания. Ранний тип, обусловленный подвижками магмы в нижней части вулканического канала на глубине примерно 60 км, завершился относительно слабыми взрывами через вершинный кратер, которые и подготовили путь для последующего подъема магмы к поверхности. Поздний тип дрожания непосредственно сопровождал боковое извержение и излияние лавы через трешину. Очевидно, что ранний тип вулканического дрожания с наиболее глубинными корнями и со слабыми взрывами через вершинный кратер — это и есть наш случай "предшествующих" пеплов. Сам Г.С. Горшков считал дрожание второго типа (вулкано-тектонического) типичным признаком приближающегося побочного извержения, а мы из предыстории нового побочного извержения 2020-2021 гг. уже знаем, какими именно минералого-геохимическими признаками выражается развитие соответствующего вулканического процесса. Очевидно, что продолжение предпринятых нами систематических минералого-геохимических исследований продуктов современного вулканизма может оказаться в научном отношении весьма плодотворным.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят вулканологов Ю.В. Демянчука и Я.Д. Муравьева за своевременный отбор образцов продуктов извержения.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Анализ содержания микроэлементов методом ИСП-МС и определение изотопного состава стронция и неодима проведены в ЦКП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН в рамках темы № АААА-А18-118053090045-8 государственного задания ИГГ УрО РАН. Дооснащение и комплексное развитие ЦКП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН осуществляется при финансовой поддержке гранта Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, Соглашение № 075-15-2021-680.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Большое трещинное Толбачинское извержение (1975– 1976 гг., Камчатка). М.: Наука, 1984. 637 с.

Вергасова Л.П., Карпов Г.А., Филатов С.К. Минералогия измененных пород и вулканических эксгаляций Камчатки // История науки и техники. 2017. № 7. С. 52–65.

Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. Справочник по геохимии. М.: Недра, 1990. 480 с. Гирина О.А., Лупян Е.А., Маневич А.Г. и др. Дистанционные наблюдения эксплозивно-эффузивного извержения вулкана Ключевской в 2019–2020 гг. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из Космоса. 2021. Т. 18. № 1. С. 81–91.

Гирина О.А., Лупян Е.А., Сорокин А.А. и др. Комплексный мониторинг эксплозивных извержений вулканов Камчатки. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2018. 192 с.

Гонтовая Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В. Структура верхней мантии зоны перехода "океан-континент" в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2010. № 4. С. 13–29. Гонтовая Л.И., Силаев В.И., Вергасова Л.П. и др. К вопросу о глубинности источника флюидно-магматического вещества под Толбачинским и Ключевским вулканами // Материалы XX конференции, посвященной Дню вулканолога "Вулканизм и связанные с ним процессы". Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2017. С. 22–25.

Горшков Г.С. Вулканическое дрожание, связанное с прорывом Былинкиной // Бюлл. вулканолог. станции. 1954. № 23. С. 33–37.

Горшков Г.С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана // Докл. АН СССР. 1956. Т. 106. № 4. С. 703–705.

Гусев А.И., Гусев А.А. Тетрадный эффект фракционирования редкоземельных элементов и его использование в решении проблем петрологии гранитоидов // Успехи современного естествознания. 2011. № 5. С. 45–49.

Карпов Г.А., Силаева В.И., Аникин Л.П. и др. Эксплозивная минерализация ТТИ-50 // Толбачинское Трещинное извержение 2012–2013 гг. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2017. С. 241–255.

Карпов Г.А., Силаев В.И., Аникин Л.П. и др. Сравнительная петро-минералого-геохимическая характеристика пеплов извержений вулкана Ключевского (ноябрь, декабрь 2020–январь 2021 гг. // Материалы XX конференции, посвященной Дню вулканолога "Вулканизм и связанные с ним процессы". Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2021. С. 48–50.

Костицын Ю.А. Взаимосвязь между химической и изотопной (Sr, Nd, Hf, Pb) гетерогенностью мантии // Геохимия. 2007. № 12. С. 1267–1291.

Мархинин Е.К. Предбиологические соединения в пепле вулкана // Природа. 1974. № 8. С. 71–78.

Озеров А.Ю. Ключевской вулкан: вещество, динамика, модель. М.: ГЕОС, 2019. 306 с.

Озеров А.Ю., Гирина О.А., Жаринов Н.А. и др. Извержения вулканов Северной группы Камчатки в начале XXI века // Вулканология и сейсмология. 2020. № 1. С. 3–19. Петровский В.А., Силаев В.И., Сухарев А.Е. и др. Флюидные фазы в карбонадо и их генетическая информативность // Геохимия. 2008. № 7. С. 748–765.

Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944–1945 гг. и в прошлом // Труды Лаборатории вулканологии. Вып. 11. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 304 с. Подклётнов Н.Е. Вулканическое органическое вещество // Вулканология и сейсмология. 1983. № 3. С. 43–57.

Пузанков И.М., Косоруков В.Л., Округин В.М., Философова Т.М. Хлориты метасоматитов Родникового золото-серебряного месторождения (Южная Камчатка) // Материалы IX Региональной молодежной научной конференции "Природная среда Камчатки". Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2010. С. 89–96.

Силаев В.И., Аникин Л.П., Рашидов В.А. и др. Атакамит как продукт фумарольного минералообразования на современных вулканах // Материалы научных чтений памяти П.Н. Чирвинского: "Проблемы минералогии, петрографии и металлогении". Вып. 24. Пермь: Пермский университет, 2021. С. 207–216.

Силаев В.И., Аникин Л.П., Шанина С.Н. и др. Абиогенные конденсированные органические полимеры в продуктах современного вулканизма в связи с проблемой возникновения жизни на Земле. Сыктывкар: Геопринт, 2018. 128 с. Силаев В.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П. и др. Минерально-фазовый парагенезис в эксплозивных продуктах современных извержений вулканов Камчатки и Курил. Часть 1. Алмазы, углеродные фазы, конденсированные органоиды // Вулканология и сейсмология. 2019а. № 5. С. 54–67.

Силаев В.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П. и др. Минерально-фазовый парагенезис в эксплозивных продуктах современных извержений вулканов Камчатки и Курил. Часть 2. Минералы-спутники алмазов Толбачинского типа // Вулканология и сейсмология. 2019б. № 6. С. 36–49.

Силаев В.И., Карпов Г.А., Филиппов В.Н. и др. Минералого-геохимические свойства прикратерной тефры вулкана Эребус (Антарктида) из материалов извержения 2000 г. // Вулканология и сейсмология. 2020. № 4. С. 40–56.

Силаев В.И., Карпов Г.А., Аникин Л.П. и др. Тефра катастрофического извержения вулкана Этна на Сицилии в 1669 г.: ее петро-минералого-геохимические свойства и геодинамический аспект // Вулканология и сейсмология. 2021. № 3. С. 41–62.

Силаев В.И., Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В. и др. Карбонатитовый комплекс необычных горных пород и минерализаций в Восточном Таймыре // Труды Научных чтений памяти П.Н. Чирвинского: "Проблемы минералогии, петрографии и металлогении". 2016. Вып. 19. С. 119–136.

Хедж К.Е., Горшков Г.С. Изотопный состав стронция вулканических пород // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 6. С. 1200–1203.

Хубуная С.А., Соболев А.В. Первичные расплавы известково-щелочных магнезиальных базальтов Ключевского вулкана // Докл. РАН. 1998. Т. 360. № 1. С. 100–102.

Хубуная С.А., Соболев А.В., Портняеин М.В. и др. Петрология известково-щелочных базальтов Ключевского вулкана (Камчатка) // Материалы юбилейной сессии Камчатского научного центра ДВО РАН, посвященной 40-летию ИВиС: "Современный вулканизм и связанные с ним процессы". Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2002. С. 34–37.

Черкашин Р.И., Иванов В.В., Озеров А.Ю. и др. Активность вулкана Ключевской в ноябре 2019–июне 2020 гг. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2020. Вып. 46. № 2. С. 5–9.

Чесноков Б.В. Новые типы соединений в системе минералогии // Теория минералогии. Т. 1. Материалы II Всесоюзного совещания. Сыктывкар, 1991. С. 50.

Шербаков Ю.Г. Геохимическая эволюция Земли и эндогенное рудообразование // Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1975. С. 14–33.

Щербаков Ю.Г. Геохимическая эволюция и рудные формации // Проблемы эндогенного рудообразования и металлогения. Новосибирск: Наука, 1976. С. 217–229.

Шербаков Ю.Г. Периодическая система и космогеохимическое распределение элементов // Геология и геофизика. 1982. № 1. С. 77–84.

Юшкин Н.П., Плоскова С.И., Силаев В.И. Структура минерального мира // Минералы и минералообразование, структура, разнообразие и эволюция минерального мира, роль минералов в происхождении и развитии жизни, биоминеральные взаимодействия. Сыктывкар: ИГ КНЦ УрО РАН, 2008. С. 7–15.

Юшкин Н.П., Силаев В.И., Плоскова С.И. Минералогический облик Урала (анализ минеральных кадастров) // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. К 70-летию академика В.А. Коротеева. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 513–519.

Churikova T.G., Gordeychik B.N., Edwards B.R. et al. The Tolbachik volcanic massif: a review of the petrology, volcanology and eruption history prior to the 2012–2013 meruption // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2015a. V. 307. P. 3–21.

Churikova T.G., Gordeychik B.N., Iwamori H. et al. Petrological and geochemical evolution of the Tolbachik volcanic massif, Kamchatka, Russia // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2015b. V. 307. P. 156–181.

Pearce J.A. The role subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins // Continental basalt and mantle xenoliths. Nautwich: Sciwa, 1983. P. 230–249.

Portnyagin M., Duggen S., Hauff F. et al. Geochemistry of the late Holocene rocks from the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: Quantitative modeling of subductions-related open magmatic systems // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2015. V. 307. P. 133–155.

Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J. Origin of MORB and Chemically-Depleted Mantle Reservoirs: Trace Element Constraints // J. of Petrology. Special Lithosphere Issue. 1988. P. 415–445.

Petro-Mineralogical-Geochemical Properties of Ashes from Volcano Klyuchevskoy 2020–2021, Preceding the Side Eruption from Gorshkov's Breakthrough

V. I. Silaev^{1, *}, G. A. Karpov^{2, **}, L. P. Anikin², V. N. Filippov¹, I. V. Smoleva¹, B. A. Makeev¹, S. N. Shanina¹, L. P. Vergasova², D. V. Kiseleva^{3, ***}, N. G. Soloshenko³, N. V. Cherednichenko³, A. F. Khazov¹, and K. V. Tarasov²

¹Institute of Geology Yushkina Federal Research Center, Komi Scientific Center of the Russian Academy of Sciences, Pervomayskaya str., 54, Syktyvkar, 167982 Russia

²Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences,

bulvar Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia

³Institute of Geology and Geochemistry named after Zavaritsky Ural Branch of the Russian Academy of Sciences,

acad. Vonsovsky str., 15, Yekaterinburg, 520016 Russia

*e-mail: silaev@geo.komisc.ru

**e-mail: karpov@kscnet.ru

***e-mail: podarenka@mail.ru

As a result of complex petro-mineralogical-geochemical studies of volcanic material from three chronologically discrete but successive ash outbursts in the period from November 30, 2020 to January 18, 2021. the granulometric heterogeneity, chemical and mineral-phase composition, the content of trace elements, the isotopy of Sr, Nd and carbon, the composition of inorganic and organic lithogenic gases were analyzed. For the first time, eskolaite, mantle spinels of magnetite-magnesioferrite composition, hybrid compounds of Ca– Zn-carbonates with titanium formate, and polycomponent organometallic compounds were found in the composition of volcanic ash. As a result, evidence was obtained of the mantle-asthenospheric origin of the material of the studied ashes and a previously unknown regularity of the conjugate temporal ordering of changes in many properties of the material of explosions was revealed, probably reflecting the evolution of the melt in the mantle magma chamber.

Keywords: Kluchevsky volcano, ash emissions, chemical and mineral-phase composition, lithogenic gases, chronologically ordered sequence of changes in properties, indicators of the mantle origin of matter

УДК 551.21+552.11

СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКОЛ В ПРОДУКТАХ ВЕРШИННОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ И ПОБОЧНОГО ПРОРЫВА ИМ. Г.С. ГОРШКОВА НА ВУЛКАНЕ КЛЮЧЕВСКОЙ в 2020—2021 гг.: СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

© 2022 г. Н. В. Горбач^{а,} *, Т. М. Философова^а, Д. В. Мельников^а, Т. М. Маневич^а

^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

*e-mail: n_gorbach@mail.ru Поступила в редакцию 28.04.2021 г. После доработки 27.07.2021 г. Принята к публикации 25.10.2021 г.

Представлены результаты анализа химического состава вулканических стекол в продуктах извержений вулкана Ключевской в 2020-2021 гг. Приведены краткие сведения о вещественном составе андезибазальтов (SiO₂ – 53.5, Al₂O₃ – 16.35, MgO – 6.61, K₂O – 0.98 (мас. %)) начального этапа активности побочного прорыва им. Г.С. Горшкова. Вариации состава вулканических стекол в продуктах вершинного извержения и последующего побочного прорыва отражают степень кристалличности изученных частиц тефры и последовательную смену популяций микролитов на завершающих стадиях кристаллизации андезибазальтовой магмы. Сравнение полученных нами составов стекол с аналогичными данными для тефры эруптивных эпизодов 2010 и 2016 гг. показывает их полную идентичность, что свидетельствует о постоянном составе андезибазальтовой магмы, питающей современные извержения вулкана.

Ключевые слова: вулканическое стекло, вулкан Ключевской, прорыв им. Г.С. Горшкова, тефра **DOI:** 10.31857/S0203030622010035

введение

Недавнее вершинное извержение вулкана Ключевской (рис. 1) - наиболее крупного голоценового вулкана Камчатки и одного из наиболее продуктивных в мире – длилось около 5 месяцев (конец сентября 2020 г. – февраль 2021 г.). Протяженные лавовые потоки изливались на северовосточный и южный склоны вулкана, наблюдалась мощная стромболианская активность и обрушения пирокластического материала по бортам Апахончичского желоба [Гирина и др., 2021]. На сеголняшний день тефра является единственным источником информации о составе продуктов этого извержения, поскольку отбор образцов лав в процессе их излияния на абсолютных высотах более 4000 м чрезвычайно опасен, а в зимнее время практически невозможен. Побочный прорыв им. Г.С. Горшкова начал свою работу на абсолютной высоте 2800 м через несколько дней после прекращения извержения из вершинного кратера [Гирина и др., 2021]. Отбор продуктов извержения и в этом случае был не простой задачей, однако она была реализована успешно [Озеров и др., 2021].

Одним из первых шагов к пониманию динамики магматических процессов, в результате ко-

торых извержение из вершинного кратера сменилось образованием побочного прорыва на склоне вулкана, является сравнительная оценка состава продуктов, изверженных из различных эруптивных центров. Сравнение образцов тефры вершинного извержения и лав побочного прорыва по валовому химическому составу может быть не вполне корректным. Во время пеплопада материал претерпевает гравитационную эоловую дифференциацию и обогащается отдельными компонентами (минералами или вулканическим стеклом) на различном удалении от центра извержения [Кирьянов, Соловьева, 1990; Braitseva et al., 1997]. Вследствие этих процессов химический состав образцов пепла зависит от мощности эксплозивного события и нагруженности пеплового шлейфа материалом, а также от удаленности точки отбора образца от вулкана.

Анализ химического состава вулканического стекла в пепловых частицах, шлаковых лапилли и фрагментах вулканических бомб предоставляет возможность корректного сопоставления продуктов вершинного и побочного извержений. Состав вулканических стекол отвечает последним по времени расплавам, существовавшим в магматической камере/канале до или во время извержения,



Рис. 1. Эруптивная активность вулкана Ключевской в конце 2020 г. – начале 2021 г. а – стромболианская активность вершинного кратера и излияние лавы по Апахончичскому желобу в декабре 2020 г.; б – побочный прорыв им. Г.С. Горшкова в конце февраля 2021 г.; в – завершающие эпизоды активности побочного прорыва во второй половине марта 2021 г. Фото Ю.В. Демянчука, http://volkstat.ru/index.php/gallery/. и может быть использован в качестве простого, но чувствительного критерия изменений состава магм во времени [Портнягин и др., 2011; Пономарева и др., 2012]. Анализ составов вулканических стекол в последовательных порциях изверженного материала может дать информацию об изменении состава магмы в ходе извержения и, следовательно, о возможных изменениях в эруптивном стиле вулкана [Горбач и др., 2018].

Для сопоставления продуктов вершинного и побочного извержений мы определили содержания главных компонентов в вулканических стеклах из образцов пеплов, связанных с эксплозивной активностью вулкана в ноябре и декабре 2020 г. и из фрагментов вулканической бомбы начального этапа активности прорыва им. Г.С. Горшкова в марте 2021 г. Результаты анализа показывают, что оба эпизода эруптивной активности – вершинное извержение и начало активности побочного прорыва — были связаны с подъемом близкой по составу магмы. Полученные нами составы стекол продолжают тренд составов природно-закаленных включений расплава в оливинах более ранних вершинных извержений [Хубуная и др., 2018], что позволяет рассматривать изверженные продукты 2020-2021 гг. в качестве производных глиноземистой андезибазальтовой магмы, типичной для вершинных и большинства побочных извержений Ключевского вулкана [Озеров, 2019]. Сравнение составов стекол недавних извержений с аналогичными данными для продуктов предшествующих эруптивных эпизодов в 2010 и 2016 гг. показывает их полную идентичность, что свидетельствует о постоянном составе андезибазальтовой магмы, питающей современные извержения вулкана.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Состав вулканических стекол был проанализирован в четырех образцах: три образца характеризуют пеплы крупных эксплозивных событий в ноябре и декабре 2020 г. и один образец представляет собой фрагмент вулканической бомбы прорыва им. Г.С. Горшкова. Образцы пеплов вершинного извержения отбирались в районе с/с Апахончич (19 ноября 2020 г.), и в поселке Козыревск (7 и 14 декабря 2020 г.); материал прорыва им. Г.С. Горшкова был отобран 7 марта 2021 г. Все образцы были монтированы в препараты из эпоксидной смолы, отполированы на алмазных пастах и покрыты углеродным напылением. Определение содержаний главных компонентов (Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, К и Р) в вулканических стеклах было выполнено в ИВиС ДВО РАН при помощи сканирующего электронного микроскопа Vega 3 Tescan, оборудованного энергодисперсионным спектрометром Oxford X-max80mm² и программным обеспечением AZtec. Условия анализа составили: ускоряющее напряжение 20 кВ,

ток на эталоне никеля ~0.7-0.75 нА, время счета 3 с и диаметр электронного пучка 5 мкм. Для каждого образца было получено от 30 до 50 анализов стекол (всего 185 анализов). Для контроля качества анализа был использован стандартный образец вулканического стекла USNM 111240/52 (VG-2) [Jarosewich et al., 1980]. Анализ стандартного образца проводился в начале работы, через каждые 40–50 анализов и в конце аналитической сессии. На основе повторяющихся измерений стандартного образца погрешность анализа (2 σ) составила (мас. %): 0.73 для SiO₂, 0.17 для TiO₂, 0.14 для Al₂O₃, 0.32 для FeO, 0.24 для MgO и CaO, 0.09 для Na₂O, 0.08 для K₂O и 0.07 для P₂O₅.

Обработка полученных данных была выполнена по методике, которая применяется при массовом анализе тефры Камчатки [Portnyagin et al., 2020; Ponomareva et al., 2021] и положена в основу тефростратиграфических корреляций. Из рассмотрения исключались анализы с низкой суммой оксидов (менее 95 мас. %), а также анализы, сделанные с захватом минеральных фаз (плагиоклаза, пироксенов и магнетита), что определялось по избыточным содержаниям Al_2O_3 , CaO или FeO* по сравнению с преобладающим составом стекол в образце. Для построения графиков, представленных в данной работе, все анализы стекол приводились к сумме оксидов 100%. Представительные анализы стекол приведены в табл. 1.

Анализ валового химического состава образцов тефры вершинного извержения и материала побочного прорыва был выполнен рентгенофлуоресцентным методом при помощи рентгеновского спектрометра с волновой дисперсией S8 TIGER в центре коллективного пользования Института геохимии им. А.П. Виноградова коры СО РАН (г. Иркутск) по методике [Amosova et al., 2016].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Вещественный состав тефры вершинного извержения и материала побочного прорыва им. Г.С. Горшкова

Образцы пеплов вершинного извержения представлены черным средне- и мелкозернистым вулканическим песком, по химическому составу отвечающему андезибазальту. Содержания петрогенных окислов в пеплах, изверженных в декабре 2020 г., составили (мас. %): SiO₂ – 54.17, TiO₂ – 1.12, Al₂O₃ – 17.03, FeO^{*} – 8.51, MnO – 0.17, MgO – 5.36, CaO – 8.18, Na₂O – 3.25, K₂O – 1.08, P₂O₅ – 0.21. Пеплы сложены ювенильными оскольчатыми пористыми шлаковыми частицами и небольшим количеством (не более 10 об. %) обломков минералов – оливина, клинопироксена и плагиоклаза. Облик ювенильных шлаковых частиц показан на рис. 2. Большинство частиц на

Период извержения							Bepu	инное	извержи	ение, н	оябрь 2	020 г.						
Компонент/номер анализа	1	2	3	4	5	9	7	8	6	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	56.09 1 80	56.24 1.81	56.37 2.01	56.24 2.00	56.52 1 05	56.54 2.06	56.86 7.08	56.68 7.07	56.71 2.07	56.84 2.03	56.96 1 01	57.03 2.16	57.09 2.15	57.16 1 80	57.28 2.06	57.33 1 00	57.53 1 00	58.23 7.70
Ab ₀ 3	14.52	14.35	13.69	2.00 13.66	13.57	2.00 13.48	2.00 13.14	2.02 13.89	2.07 13.52	2.03 13.93	14.17 14.17	2.10 13.46	2.12 13.57	13.72	2.00 13.07	13.97	13.73	2.27 14.26
FeO*	10.36	10.51	11.32	11.29	11.38	11.30	11.35	10.95	11.33	10.98	10.94	11.01	11.12	11.04	12.99	10.29	11.00	12.79
MgO	3.54	3.46	3.53	3.52	3.59	3.37	3.56	3.74	3.38	3.75	3.70	3.42	3.60	3.72	2.84	3.61	3.63	2.03
CaO	7.12	7.12	6.91	6.90	6.98	6.84	6.80	6.96	6.86	6.98	6.97	6.75	6.91	6.99	5.95	6.99	6.56	4.19
Na_2O	4.43	4.44	3.97	3.96	3.86	3.97	3.73	3.37	3.98	3.38	3.39	3.69	3.41	3.53	3.45	3.83	3.58	3.08
K_2O	1.72	1.73	1.86	1.86	1.90	1.85	1.90	1.75	1.86	1.75	1.69	1.78	1.82	1.63	1.93	1.57	1.77	2.69
P_2O_5	0.34	0.34	0.35	0.35	0.24	0.29	0.36	0.36	0.29	0.37	0.26	0.40	0.34	0.32	0.42	0.25	0.27	0.45
Период извержения							Bepu	инное і	изверже	зние, де	кабрь 2	020 г.						
Компонент/номер анализа	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
SiO ₂	55.87	56.55	56.69	56.76	56.83	56.91	56.96	57.07	57.14	57.22	57.34	57.42	57.48	57.52	57.60	57.71	58.12	58.49
TiO_2	1.76	2.00	1.85	1.81	1.86	1.85	1.97	1.94	2.24	2.03	1.96	1.93	1.97	1.95	1.86	2.00	1.97	2.56
Al ₂ O ₃	14.28	13.64	13.89	14.00	13.92	13.86	13.52	13.26	13.09	13.77	13.36	13.60	13.13	13.85	13.39	13.32	13.73	12.23
FeO*	11.64	10.97	10.63	10.70	10.66	10.73	11.03	11.25	11.05	10.91	11.12	10.74	9.99	10.77	11.03	11.35	10.53	12.71
MgO	2.62	3.71	3.83	3.77	3.84	3.62	3.60	3.67	3.46	3.75	3.42	3.72	4.43	3.29	3.65	3.49	3.14	2.26
CaO No O	8.08	6.98 2.75	7.01	7.12	7.03	7.14 2.00	7.11	7.07	6.61 2.70	7.13	6.76 2.77	6.85 2.70	7.48	6.84 2.70	6.90 2.50	6.74 2.75	6.37	5.19 2.65
	1 15	C/.C	1 60	06.0	10.0	1 68	1 70	00.C	001	17.5	2.72 1 0	07.0 1 72	رں.ر 1 ه	1 20	72.0 72	0.2.0 1 02	1 20	0.0 14 C
P ₂ O ₅	0.31	0.39	0.36	0.28	0.36	0.33	0.19	0.31	0.39	0.30	0.41	0.31	0.31	0.27	0.24	0.31	0.27	0.51
Период извержения						<u>Поб</u>	очный	IIDODEII	в им. Г.(C. Fopi	IKOBA, M	4apr 202	21 r.	į			;	
										J	- (
Компонент/номер анализа	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54
SiO ₂	58.52	58.74	58.86	59.04	59.14	59.21	59.39	59.51	59.62	60.02 2.29	60.13	60.33	60.46	60.58 2.27	60.72	61.04	61.22	61.97
1102	7.00	2.40 2.5	CC.2	2.4/	10.7	7.10	CC.2	70.7	10.2	ο <u>-</u>	70.7	CI.2	2.40	07.2	2.00	7.21	2.1/	CI.2
A_2O_3	12.66	12.76	12.31	12.33	12.41	12.81	12.93	12.74	12.73	12.78	12.86 10.65	12.82	96.11 10.11	12.09	13.04 10.67	12.86	13.07	12.82
MeO	101	00.21	1 80	1001	1 21	11./1)0.11	1 204	1 70	10.74	0.01	1 85	17.11	2 20 2 20	1 30	1.64	1 25	01.7
CaO	5 43	5 13	4 99	5 26	5 01	5 42	5 39	5 00	5 38	5 54	5 38	5 54	51.2 21.2	545 545	4 98	5 32	4 57	5 04
Na,O	3.58	3.43	3.73	3.64	3.85	4.12	3.66	4.30	4.43	3.68	4.22	4.25	3.95	3.68	4.66	4.27	4.60	4.53
$ m K_2 m \tilde{0}$	2.57	2.70	2.53	2.63	2.58	1.83	2.31	2.08	1.71	2.10	2.02	1.76	1.92	2.51	1.82	1.77	1.70	1.88
P_2O_5	0.56	0.28	0.47	0.38	0.31	0.48	0.40	0.41	0.41	0.32	0.53	0.44	0.45	0.35	0.38	0.39	0.35	0.56
Примечание. Все анали Анализы № 4–5 и № 6–	зы пере 7 выпол	считаны нены на	і на сумі. одном у	ту оксид частке о	ов 100% бразца г	. Дефиц три разл	ит сумм ичном д	ы для бо иаметре	льшинс электро	тва анал нного п	изов не учка: 5 м	превыш км для)	ал 2%. № 4 и №	6 и раст	ром ~ 10	× 10 MKA	и для Nº	5 и № 7.

СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКОЛ В ПРОДУКТАХ ВЕРШИННОГО

31



Рис. 2. Облик ювенильных пеплов, изверженных вулканом Ключевской в декабре 2020 г. а – общий вид образца; б – частица шлака с лейстами и зональным субвкрапленником плагиоклаза и микролитами клинопироксена; в – оскольчатая частица стекла. *Pl* – плагиоклаз; *Cpx* – клинопироксен; *Gl* – стекло.

80—85 об. % состоят из стекла, в котором выделяются лейсты и единичные субвкрапленники (100—300 мкм) плагиоклаза (Pl, An_{70-52}), а также немногочисленные микролиты клинопироксена (Cpx, $Mg\#_{60-72}$) (см. рис. 2б) неправильных, часто скелетных, а иногда и дендритообразныхформ. Субвкрапленники оливина имеют состав Fo_{70-77} . В пеплах встречаются также осколки чистого стекла без микролитов (см. рис. 2в). Такие особенности тефры отражают быструю закалку частиц в процессе стромболианской активности вершинного кратера.

Фрагмент вулканической бомбы побочного прорыва им. Г.С. Горшкова макроскопически представляет собой черную стекловатую пористую породу с единичными субвкрапленниками плагиоклаза и еще более редкими зернами оливина. Химический состав фрагмента вулканической бомбы отвечает андезибазальту: SiO₂ – 53.5, TiO₂ – 1.11, Al₂O₃ – 16.35, FeO*–9.34, MnO – 0.19, MgO – 6.61, CaO – 8.21, Na₂O – 3.12, K₂O – 0.98, P₂O₅ – 0.21 (мас. %). Андезибазальты принадлежат известково-щелочной серии (FeO*/MgO – 1.41), характеризуются умеренной магнезиальностью (Mg# = Mg/Mg + Fe – 0.56 мол. %) и относятся к глиноземистым 15.29 \pm 0.55 > Al₂O₃ < 18.26 \pm 0.50 (мас. %) разностям согласно петрохимической

классификации пород Ключевского вулкана [Арискин и др., 1995].

На изображении, полученном на сканирующем электронном микроскопе (рис. 3), видно, что порода вулканической бомбы состоит из лейст плагиоклаза (Ап₇₀₋₅₂), субфенокристаллов оливина (Fo72-75) неправильных форм, иногда образующих сростки с клинопироксеном ($Mg\#_{72-73}$). Основная масса породы вулканической бомбы раскристаллизована в большей степени по сравнению с основной массой частиц пеплов вершинного извержения, что связано с более медленным охлаждением магмы в процессе эффузивного излияния. Содержание стекла в основной массе породы вулканической бомбы составляет в среднем 30-40 об. %. В числе микролитов преобладают клинопироксен ($Mg\#_{60-68}$) и плагиоклаз (An_{45-58}), встречаются отдельные идиоморфные выделения магнетита (см. рис. 36, в). В образце также присутствуют участки основной массы, резко обогащенные магнетитом (см. рис. 3г). Содержание стекла на таких участках снижается до 15-20 об. %.

Состав вулканических стекол

На рис. 4 показаны результаты анализа вулканических стекол в частицах пеплов вершинного из-



Рис. 3. Фрагмент вулканической бомбы начального периода активности прорыва им. Г.С. Горшкова. а – общий вид образца; б – субвкрапленники оливина; в – сросток оливина и клинопироксена; г – общий вид основной массы образца; д – выделения клинопироксена, плагиоклаза и магнетита; е – участок основной массы с обильными выделениями магнетита.

Ol -оливин; Pl -плагиоклаз; Cpx -клинопироксен; Mt -магнетит; Gl -стекло. Fo_{Ol} = 100Mg/Mg + Fe²⁺; Mg#_{Cpx} = 100Mg/Mg + Fe²⁺; An_{Pl} = 100Ca/Ca + Na + K.

вержения и фрагмента вулканической бомбы начального этапа активности прорыва им. Г.С. Горшкова. Точки составов стекол формируют единые эволюционные тренды, отражающие степень раскристаллизации изученных частиц и последовательную смену популяций микролитов в ходе завершающих этапов кристаллизации андезибазальтовой магмы. Содержание SiO₂ в чистых стеклах частиц вершинного извержения составляет 55.7–57.0 мас. %, а в частицах с редкими микролитами клинопироксена увеличивается до 57.0–58.4 мас. %. В диапазоне содержаний SiO₂ ~ $\sim 58.2-58.4$ мас. % составы стекол частиц вер

шинного извержения сближаются с составами стекол наименее раскристаллизованных участков вулканической бомбы прорыва Г.С. Горшкова (см. рис. 4б—ж). В стеклах более раскристаллизованных фрагментов вулканической бомбы содержание SiO₂ растет до 60 мас. % и достигает 62 мас. % на участках максимально обогащенных магнетитом (см. рис. 4а).

Поведение оксидов титана, алюминия, магния, железа и кальция (см. рис. 4б-е) отчетливо фиксирует смену последовательно кристаллизующихся популяций микролитов. С ростом содержания кремнекислоты до 58.4 мас. % остаточный



Рис. 4. Вариации облика и химического состава вулканических стекол в продуктах извержений вулкана Ключевской в 2020–2021 гг.: облик частиц, состав стекол которых соответствует различным интервалам содержаний SiO₂ (a); распределение содержаний TiO₂ (б), FeO* (в), Al₂O₃ (г), MgO (д), CaO (е), K₂O (ж) в зависимости от содержаний SiO₂ в продуктах отдельных эруптивных эпизодов.



Рис. 5. Сравнение химического состава вулканических стекол в продуктах извержений 2020–2021 гг. с аналогичными данными для тефры вулкана Ключевской согласно базе данных TephraKam [Portnyagin et al., 2020]. Для сравнения показан также валовый состав пород, изверженных в 1994–2013 гг. [Bergal-Kuvikas et al., 2017] и состав природно-закаленных расплавных включений в оливинах андезибазальтов, изверженных в 1994 г. [Хубуная и др., 2018]. Валовый состав тефры вершинного извержения и начального этапа активности прорыва им. Г.С. Горшкова по-казан по данным этой работы.

расплав интенсивно обедняется оксидами магния, кальция и алюминия, что соответствует кристаллизации популяции микролитов с резким преобладанием клинопироксена (см. рис. 4а). В этом же интервале содержаний SiO₂ (от 55.7 до 58.4 мас. %) происходит небольшой рост содержаний TiO₂ и резкое накопление FeO* (см. рис. 46, в). Подобное поведение оксидов титана и железа неоднократно было описано при рассмотрении природных и модельных трендов эволюции известково-щелочных и толеитовых расплавов [Grove, Baker, 1984; Арискин, Бармина, 2000 и др.] и объяснялось небольшой пропорцией магнетита в составе кристаллизующихся минеральных ассоциаций [Almeev et al., 2013]. При содержании SiO₂ ~ 58.2-58.4 мас. % наблюдается перегиб трендовТіО₂ и FeO* (см. рис. 4б, в), обозначающий стабилизацию магнетита на ликвидусе. Обильное выделение магнетита на завершающем этапе кристаллизации привело к резкому обеднению остаточного расплава TiO₂ и FeO* и росту содержания кремнекислоты от 58.4 до 62 мас. %. В этом же диапазоне содержания кремнекислоты меняется поведение оксидов магния, кальция и алюминия (см. рис. 4г—е), что отвечает совместной кристаллизации микролитов плагиоклаза, клинопироксена и магнетита. Поведение оксида калия в зависимости от содержания кремнекислоты сходно поведению титана, однако тренд составов менее отчетлив (см. рис. 4ж).

Сравнение состава вулканических стекол тефры извержений 2020—2021 гг. с продуктами предшествующих этапов активности

Сравнение составов вулканических стекол в тефре вершинного извержения и начального этапа активности прорыва им. Г.С. Горшкова с продуктами предшествующих извержений показано на рис. 5. Полученные нами составы стекол продолжают тренд эволюции составов природно-закаленных включений расплава в оливинах андезибазальтов более ранних вершинных извержений (см. рис. 5) по данным [Хубуная и др., 2018], что позволяет рассматривать продукты, изверженные в 2020–2021 гг. в качестве производных глиноземистой андезибазальтовой магмы, типичной для вершинных и большинства побочных извержений Ключевского вулкана [Озеров, 2019]. Составы стекол вершинного извержения идентичны составам стекол в тефре предшествующих эпизодов активности вулкана в 2010 и 2016 гг. (см. рис. 5), представленных в базе данных TephraKam [Portnyagin et al., 2020].

Примечательно, что составы стекол двух недавних извержений, также как и более ранних эпизодов эруптивной активности, согласно [Portnyagin et al., 2020] обнаруживают гетерогенность по содержанию калия и формируют два тренда по отношению к содержанию SiO₂ (см. рис. 5). Первый тренд находится на продолжении тренда эволюции составов природно-закаленных расплавных включений по данным [Хубуная и др., 2018], второй отличается более резким накоплением содержания калия с ростом SiO₂. Подобная гетерогенность нередко выявляется при анализе остаточных стекол, а также включений расплава в минералах и объясняется эффектами малоглубинной декомпрессионной кристаллизации [Devine, Rutherford, 2014] или же связывается с процессом смешения магм [Humphreys et al., 2010]. Эффект малоглубинной декомпрессионной кристаллизации появляется за счет фракционирования популяции микролитов (плагиоклаза и/или пироксенов), вследствие чего остаточный расплав резко обогащается калием-элементом, несовместимым или умеренно совместимым при кристаллизации данных фаз. На примере полученных нами данных видно, что более интенсивное накопление калия характерно для стекол тех частиц, где среди микролитов резко преобладает клинопироксен, а плагиоклаз находится в подчиненном количестве (см. рис. 4). Согласно базе данных коэффициентов распределения для минералов GERM (https://kdd.earthref.org/KdD/search), клинопироксен имеет на порядок меньший коэффициент распределения калия с базальтовым и андезибазальтовым расплавами ($Cpx_{\text{KD/K}} = 0.0n - 0.00n$) по сравнению с плагиоклазом ($Pl_{\text{KD/K}} = 0.n$). Наиболее вероятно, кристаллизация популяции микролитов, в которой доминирует клинопироксен. является причиной обогащения группы вулканических стекол калием. Альтернативное объяснение, предполагающее влияние процесса смешения магм, требует дальнейших петрологических исследований, которые могут включать детальное изучение состава и зональности породообразующих минералов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вулканические стекла в продуктах вершинного извержения и начального этапа активности побочного прорыва им. Г.С. Горшкова показывают закономерные вариации состава, отражающие смену популяций микролитов в ходе завершающих этапов кристаллизации андезибазальтовой магмы. Различная степень кристалличности частиц отражает разную скорость охлаждения магмы в процессе извержения – быструю закалку в случае стромболианской активности вершинного кратера и более медленное охлаждение при эффузивном излиянии прорыва им. Г.С. Горшкова. Единый тренд эволюции составов для вулканических стекол двух эруптивных эпизодов и составов расплавных включений в породах более ранних этапов активности позволяет рассматривать продукты извержений 2020-2021 гг. в качестве производных глиноземистой андезибазальтовой магмы, типичной для вершинных и большинства побочных извержений Ключевского вулкана. Идентичность состава стекол в продуктах вершинного и побочных извержений в 2020-2021 гг. и предшествующих эруптивных эпизодов в 2010 и 2016 гг. указывает на постоянный состав андезибазальтовой магмы, питающей современные извержения вулкана.

Опыт нашей работы показывает, что анализ вулканического стекла в последовательных порциях изверженного материала может быть использован как инструмент петрологического мониторинга. Сопоставление с базой данных ТерhraKam, где содержатся данные по составу стекол для всех активных вулканов Камчатки, позволяет оперативно сравнивать состав пород текущих извержений с продуктами более ранних этапов активности.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с госзаданием по теме ИВиС ДВО РАН № 0282-2019-0004.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арискин А.А., Бармина Г.С., Озеров А.Ю., Нильсен Р.Л. Генезис высокоглиноземистых базальтов Ключевского вулкана // Петрология. 1995. Т. 3. № 5. С. 496–521.

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.

Гирина О.А., Маневич А.Г., Мельников Д.В. и др. Активность вулканов Камчатки и Курильских островов в 2020–2021 гг. и их опасность для авиации // Материалы XXIV ежегодной научной конференции, посвященной Дню вулканолога "Вулканизм и связанные с ним процессы". Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2021. С. 25–28.

Горбач Н.В., Плечова А.А., Маневич Т.М. и др. Состав вулканических пеплов и динамика извержения вулкана Жупановский в 2013–2016 гг. // Вулканология и сейсмология. 2018. № 3. С. 3–20.

https://doi.org/10.7868/S020303061803001X

Кирьянов В.Ю., Соловьева Н.А. Изменение вещественного состава вулканических пеплов в результате грави-
тационной эоловой дифференциации // Вулканоло-гия и сейсмология. 1990. № 4. С. 10–19.

Озеров А.Ю. Ключевской вулкан: вещество, динамика, модель. М.: ГЕОС, 2019. 306 с.

Озеров А.Ю., Гирина О.А., Мельников Д.В. и др. Вулкан Ключевской: новый побочный прорыв им. Г.С. Горшкова, 2021 г. (п-ов Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2021. № 2. Вып. 49. С. 5–9.

Пономарева В.В., Портняеин М.В., Мельников Д.В. Состав тефры современных (2009–2011 гг.) извержений вулканов Камчатки и Курильских островов // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. № 2. Вып. 49. С. 5–9.

Портнягин М.В., Наумов В.Б., Миронов Н.Л. и др. Состав и эволюция расплавов извержения 1996 г. в Карымском озере (Восточная Камчатка) по данным изучения включений в минералах // Геохимия. 2011. № 11. С. 1153—1178.

Хубуная С.А., Гонтовая Л.И., Соболев В.А., Хубуная В.С. К вопросу о магматических очагах вулкана Ключевской // Вулканология и сейсмология. 2018. № 2. С. 14–29. https://doi.org/10.7868/S0203030618020025

Almeev R.R., Ariskin A.A., Kimura J.I., Barmina G.S. The role of polybaric crystallization in genesis of andesitic magmas: phase equilibria simulations of the Bezymianny volcanic subseries // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2013. V. 263. C. 182–192.

Amosova A.A., Panteeva S.V., Chubarov V.M., Finkelshtein A.L. Determination of major elements by wavelength-dispersive X-ray fluorescence spectrometry and trace elements by inductively coupled plasma mass spectrometry in igneous rocks from the same fused sample (110 mg) // Spectrochim. Acta. Part B. 2016. V. 122. P. 62–68.

https://doi.org/10.1016/j.sab.2016.06.001

Bergal-Kuvikas O., Nakagawa M., Kuritani T. et al. A petrological and geochemical study on time-series samples from Klyuchevskoy volcano, Kamchatka // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2017. V. 172(5). P. 35.

Braitseva O.A., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. et al. Holocene key-marker tephra layers in Kamchatka, Russia // Quaternary Research. 1997. № 47. P. 125–139. https://doi.org/10.1006/qres.1996.1876

Devine J.D., Rutherford M.J. Magma storage region processes of the Soufrière Hills Volcano, Montserrat // Eds G. Wadge, R.E.A. Robertson, B. Voight // The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat from 2000 to 2010 // Geological Society. London. 2014. V. 39. P. 361–381. https://doi.org/10.1144/M39.19.

Grove T.L., Baker M.B. Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 1984. V. 89. № B5. C. 3253–3274.

Humphreys M.C.S., Edmonds M., Christopher T., Hards V. Magma hybridisation and diffusive exchange recorded in heterogeneous glasses from Soufrière Hills Volcano, Montserrat // Geophys. Res. Lett. 2010. V. 37(19). L00E06.

Jarosewich E., Nelen J.A., Norberg J.A. Reference Samples for Electron Microprobe Analysis // Geostand. Newslett. 1980. V. 4. P. 43–47.

Ponomareva V., Pendea I. F., Zelenin E. et al. The first continuous late Pleistocene tephra record from Kamchatka Peninsula (NW Pacific) and its volcanological and paleogeographic implications // Quaternary Science Reviews. 2021. V. 257. P. 106838.

https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.106838

Portnyagin M.V., Ponomareva V.V., Zelenin E.A. et al. TephraKam: geochemical database of glass compositions in tephra and welded tuffs from the Kamchatka volcanic arc (northwestern Pacific) // Earth System Science Data. 2020. V. 12(1). P. 469–486. https://www.earth-syst-sci-data.net/12/469/2020/essd-12-469-2020.html

Volcanic Glasses Composition of the 2020–2021 Eruptive Products from Summit Eruption and G.S. Gorshkov Flank Vent at Kliuchevskoi Volcano: Comparative Analysis and Interpretation

N. V. Gorbach^{1,} *, T. M. Philosofova¹, D. V. Melnikov¹, and T. M. Manevich¹

¹Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, bul'var Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia *e-mail: n gorbach@mail.ru

We present the results of the analysis of the volcanic glasses chemical composition from the products of the summit eruption and G.S. Gorshkov flank vent at Kliuchevskoi volcano in 2020–2021. The data on the chemical and mineral compositions of basaltic andesites produced at initial stage of the G.S. Gorshkov vent activity are given. The compositional variations of the volcanic glasses from summit and subsequent flank eruptions reflect the degree of the tephra particles crystallinity and the successive change of microlite populations during crystallization of a single parental magma. Comparison of the volcanic glasses chemistry from recently eruptions with similar data for the products of the preceding eruptive episodes in 2010 and 2016 shows their complete identity, that indicates the monotonic composition of the basaltic andesite magma feeding the modern volcanic eruptions.

Keywords: volcanic glass composition, Kliuchevskoi volcano, G.S. Gorshkov vent, tephra

УДК 550.93;551.21;551.76

ВОЗРАСТ, ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД СРЕДНЕЮРСКОГО ХУЛАМСКОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНЫЙ КАВКАЗ)¹

© 2022 г. Е. Н. Кайгородова^{а,} *, В. А. Лебедев^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия *e-mail: katmsu@mail.ru Поступила в редакцию 18.03.2021 г. После доработки 27.05.2021 г. Принята к публикации 24.12.2021 г.

В статье рассмотрены новые петролого-геохимические и изотопно-геохронологические данные для магматических пород хуламского вулкано-плутонического комплекса, распространенных в центральной части Северного Кавказа (Кабардино-Балкария). Показано, что умеренно-щелочные породы хуламского комплекса представлены бимодальной ассоциацией габбро + трахиандезибазальты — трахиты + риолиты, в формировании которой ведущую роль играли процессы кристаллизационной дифференциации. Ассимиляция магматическими расплавами вещества вмещающих коровых образований не имела какого-либо заметного влияния. Согласно результатам U–Pb и K–Ar датирования, породы хуламского комплекса образовались в средней юре (байос–келловей, 167 ± 4 млн лет назад). Установлено, что породы хуламского комплекса обладают геохимическими характеристиками, близкими к таковым для внутриплитных континентальных образований, и были извержены в постколлизионной зоне растяжения, возникшей в тылу бывшей активной континентальной окраины. Магматические расплавы, генерируемые мантийным источником хуламского комплекса, в целом обладали геохимическими параметрами, свойственными обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов (Е-MORB).

Ключевые слова: Северный Кавказ, Кабардино-Балкария, хуламский комплекс, юрский магматизм, изотопное датирование, U–Pb метод, K–Ar метод, петролого-геохимические характеристики пород, источники магматических расплавов

DOI: 10.31857/S0203030622020031

ВВЕДЕНИЕ

Магматические породы мезозойского цикла тектономагматической активизации Большого Кавказа, несмотря на их широкое распространение в пределах региона и хорошую доступность для исследований, остаются слабо изученными во многих аспектах, в том числе, в отношении возраста их образования, геотектонических условий магмогенерации, особенностей петрогенезиса расплавов и геохимических характеристик мантийных источников. В значительной степени это связано с тем, что изверженные в триасе—юре породы в последующий период в большинстве случаев претерпели метаморфические преобразования различной интенсивности, и петрографически свежие разности среди них редки. Последнее обстоятельство часто ограничивает применение традиционных изотопных методов (K-Ar, Rb-Sr. Sm-Nd) для датирования мезозойских образований Большого Кавказа, затрудняет интерпретацию петролого-геохимических данных в контексте установления реперных характеристик их магматических источников. До сих пор окончательно не решены вопросы, касающиеся установления общей продолжительности мезозойского магматического цикла, времени его начала и окончания, возраста основных этапов, геодинамической обстановки на каждом из них. Разработка и успешное применение новых подходов в U-Рb датировании, включая методы локального анализа цирконов, стимулировали в последние годы интерес к возобновлению изотопно-геохронологических исследований докайнозойской ис-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0203030622020031 для авторизованных пользователей.

тории Кавказа на качественно новом уровне. Появились научные работы, позволившие провести ревизию, в том числе, многих ранее устоявшихся взглядов о пространственно-временных закономерностях развития мезозойского магматизма [Письменный и др., 2002; Герасимов и др., 2015 и др.].

В настоящей статье представлены результаты комплексного (изотопно-геохронологического и петролого-геохимического) изучения магматических образований хуламского вулкано-плутонического комплекса (ХВПК), характеризующихся повышенной шелочностью и распространенных на ограниченной территории в центральной части северного склона Большого Кавказа (Кабардино-Балкария). Интерес к этому комплексу вызван в первую очередь тем, что он наряду с джалпакским (Карачаево-Черкессия), согласно стратиграфическим данным маркирует время окончания мезозойского магматического цикла на Большом Кавказе. Соответственно, получение надежных датировок для пород ХВПК позволит установить один из важнейших временных рубежей для всей геологической истории развития Кавказского региона. Кроме того, с гипабиссальными интрузиями хуламского комплекса пространственно ассоциирует единственное на Северном Кавказе России золоторудное месторождение с утвержденными запасами – Радужное, что придает дополнительный интерес к комплексному изучению мезозойских пород, распространенных в его окрестностях.

Задачами данной статьи являлись: 1) определение возраста различных по составу магматических образований хуламского комплекса и его места в истории мезозойского магматизма центральной части северного склона Большого Кавказа, 2) выявление важнейших петролого-геохимических характеристик пород и рудной специализации комплекса, 3) установление природы источника расплавов, участвовавшего в магмогенерации под центральной частью Большого Кавказа на завершающем этапе мезозойской тектономагматической активизации.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

История мезозойского магматизма на северном склоне Большого Кавказа

Полученные в последние годы результаты прецизионного U—Pb датирования цирконов из триас-юрских образований позволили по-новому взглянуть на многие вопросы, связанные со временем проявления и продолжительностью отдельных импульсов мезозойского магматизма на северном склоне Большого Кавказа (к северу от Главного Кавказского разлома). В частности, было показано, что начало этого масштабного вулканического цикла, связанного с формированием, развитием и последующим отмиранием активной континентальной окраины на южных границах эпигерцинской Скифской плиты, скорее всего, относится еще к позднему триасу. Габброиды данного возраста, в частности, известны в центральной части региона, в среднем течении р. Малка (Бечасынская тектоническая зона, хасаутский комплекс), где они прорывают метаморфические толщи палеозоя. По данным [Герасимов и др., 2015] внедрение интрузивных тел произошло здесь ~220 млн лет назад в норийском веке. К триасовому периоду в настоящее время некоторые исследователи (например, [Потапенко, 2004]) также относят образование интрузий диоритов-гранодиоритов чучкурского комплекса (поздняя пермь или триас?), которые известны на территории Карачая (Бечасынское плато), и субвулканических тел (трахиандезиты-дациты) домбайского (верхнетебердинского) комплекса (триас или синемюр-плинсбах?), распространенных на ограниченной территории в истоках Теберды.

В ранней юре магматическая активность на северном склоне Большого Кавказа, вероятно, носила очаговый характер. В пределах горной части Северной Осетии известны крупные массивы гранодиоритов (Цейский и др.), а также многочисленные дайки пестрого состава, объединяемые вместе с покровами андезит-дацитовых лав садонской свиты в цейский (дигорский, осетинский) вулкано-плутонический комплекс. Согласно опубликованным результатам U-Pb датирования [Письменный и др., 2002], возраст пород этого комплекса составляет 196.0 ± 3.5 млн лет. К юго-востоку примерно в этот же период времени (синемюр-плинсбах) образовалась серия небольших интрузий габброидов, даек диабазов и внутриформационных лавовых покровов базальтов (в составе дзамарашской, циклаурской, кистинской и зарамагской свит), в настоящее время включаемых в состав самостоятельного фиагдонского комплекса [Снежко и др., 2009]. Породы последнего преимущественно распространены в зоне Бокового хребта в бассейнах рек Ардон, Фиагдон, Гизельдон и Геналдон; их возраст, согласно результатам Ar-Ar датирования, составляет 196 ± 4 млн лет [Гурбанов и др., 2017]. На территории Ингушетии и Чечни аналогичные по составу и возрасту магматические образования выделены в отдельный ассинский комплекс, а на территории Дагестана – мачхалорский.

Позднее (плинсбах, 184.5 ± 1.8 млн лет назад, Ar—Ar метод [Hess et al., 1995]) новый очаг вулканической активности возник в западной части Большого Кавказа в пределах Бечасынского плато, где образовались интрузивные тела маринского комплекса (дайки андезитов и небольшие массивы диоритов и гранитов). Эффузивные аналоги этих образований присутствуют в составе шоанской и хумаринской свит. На территории Краснодарского края к плинсбаху относят внедрение даек диабазов и габброидов лаурского комплекса, формирование авадхарского вулканогенного горизонта лаурской свиты и покровов основных лав свиты реки Туровой в зоне Главного Кавказского разлома.

Наиболее интенсивно мезозойская магматическая активность на северном склоне Большого Кавказа проявилась в средней юре. К этой эпохе относится формирование дайкового пояса диабазов-габброидов, протянувшегося в виде полосы шириной около 20 км вдоль всего Главного хребта от побережья Черного моря в районе Сочи-Туапсе до горной части Дагестана. В разных частях региона дайки основного состава включаются в состав различных магматических комплексов, хотя достаточно очевидны их генетическое родство и близость времени образования. В Краснодарском крае – это породы чаталтапинского комплекса (эффузивный аналог – покровы базальтов в составе одноименной свиты), в Карачае, Балкарии, Северной Осетии, Ингушетии и Чечне – казбекского, в Дагестане – диндидагского. Наиболее вероятным возрастом даек М.Г. Ломизе и М.К. Суханов [2006] считают байос-бат, но, по мнению этих авторов, данные интрузивные тела, возможно, относятся не к одной, а к нескольким фазам внедрения в пределах указанного отрезка времени. В то же время, на геологических картах последнего поколения [Письменный и др., 2002] возраст диабазовых даек указан как поздний аален-байос. На территории Северной Осетии эффузивные аналоги казбекского комплекса, представленные покровами базальтов, слагают бугультинскую свиту.

В заметно меньших масштабах на северном склоне Большого Кавказа в средней юре был проявлен средний-кислый магматизм. Байосские интрузивные тела плагиогранитов и андезитов встречаются в составе чаталтапинского комплекса в Краснодарском крае и диндидагского – на территории Дагестана. К ааленскому веку относится формирование субвулканических тел риолитов гойтхского комплекса и одновозрастных им дацитовых лав и туфов свиты горы Индюк (Краснодарский край), а также массивов габбродиоритов, диоритов и гранитов санчаро-кардывачского (Краснодарский край, Карачай) и эцери-мулахского (Верхняя Сванетия) комплексов, которые локализованы в зоне Главного Кавказского разлома и, по данным [Леонов и др., 2007], "залечивают" его, тем самым фиксируя время окончания субдукции и континентальной коллизии в мезозойский период развития региона. В байосе-бате также образовались горизонты туфов в составе хлебодаровской свиты на севере Карачаево-Черкессии [Письменный и др., 2002].

Завершающие импульсы мезозойской вулканической активности связаны с локальным развитием магматизма повышенной шелочности в пределах двух ареалов: 1) в центральной части Балкарии (бассейн рек Чегем, Черек Безенгийский и Черек Балкарский), 2) в Карачае (долина р. Даут, бассейн р. Кубань). Умеренно-щелочные магматические породы Балкарии (габброиды, трахиты, риолиты), обычно слагающие гипабиссальные интрузии и дайки, объединены в составе хуламского комплекса. Их аналоги на территории Карачая известны как образования джалпакского комплекса. Отсутствие надежных изотопно-геохронологических данных обусловило наличие различных оценок времени образования мезозойских умеренно-щелочных пород. Так, в частности А.А. Цветков [1977] предполагал длительный период формирования для субвулканческих тел хуламского комплекса (от байоса до раннего мела); другие исследователи относили их [Безносов и др., 1959, 1973; Ажгирей и др., 1976; Борсук и др., 1973; Долгих, 1978 и др.] – к разным векам средней юры (от тоара до байоса).

Обобщая вышесказанное, отметим, что опубликованные на сегодняшний день данные позволяют предварительно оценить общую продолжительность мезозойского магматического цикла на северном склоне Большого Кавказа примерно 50 млн лет (от 220 до 170-160 млн лет назад). Первые проявления вулканической активности (поздний триас-ранняя юра) были локализованы в пределах компактных по площади изолированных ареалов. В середине юры надсубдукционный основной магматизм развивался в пределах всей южной окраины Скифской плиты; его окончание отмечено внедрением интрузивных тел гранодиоритов в зоне Главного Кавказского разлома. Заключительные проявления мезозойского вулканизма, характеризующиеся повышенной щелочностью пород, имели ограниченные масштабы и известны только на территории двух ареалов в центральной части региона.

Краткие сведения о геологическом строении района исследований

Ареал распространения магматических образований хуламского комплекса расположен в горной части Кабардино-Балкарии в среднем течении рек Чегем, Черек Безенгийский и Черек Балкарский у южного подножья квесты Скалистого хребта (рис. 1).

Рассматриваемый регион относится к тектонической зоне Главного Кавказского хребта (Эльбрусская подзона, Балкаро-Дигорский блок [Леонов и др., 2007]). Палеозойский кристаллический фундамент здесь сложен метаморфическими сланцами, гнейсами, гранито-гнейсами и амфиболитами (см. рис. 1). U–Pb изотопные датировки



Рис. 1. Схематическая геологическая карта проявлений магматизма среднеюрского хуламского комплекса в междуречье рек Чегем и Черек Балкарский.

1 – палеозойские метаморфические комплексы (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты), 2 – средне-позднепалеозойские гранитоиды, 3–6 – осадочные отложения Северной Юрской депрессии (3 – плинсбахского яруса, 4 – тоарского яруса, 5 – ааленского яруса, 6 – байосского яруса), 7 – средне–позднеюрские отложения зоны Скалистого хребта, нерасчлененные, 8, 9 – магматические образования среднеюрского хуламского комплекса (8 – основного состава, 9 – кислого и умеренно-кислого состава), 10 – дайки среднеюрского казбекского комплекса (диабазы, габброиды), 11 – магматические образования плиоценового цанского комплекса (трахиандезибазальты), 12 – плиоценовые риолит-дацитовые игнимбриты чегемского комплекса, 13 – плейстоценовые андезиты эльбрусского комплекса, 14 – главные разломы.

[Сомин, 2005] ортопород кристаллиникума в большинстве случаев соответствуют девону-раннему карбону. Эльбрусская подзона тектонической зоны Главного хребта включает, согласно [Леонов и др., 2007], два метаморфических комплекса – верхний макерский. преимушественно сланшевый, и нижний гнейс-мигматитовый (гондарайский). Она характеризуется широким распространением гранитоидов позднепалеозойского возраста [Somin, 2011], массивы которых локализованы преимущественно в нижнем гнейс-мигматитовом комплексе. Обычно по петрографическому облику выделяют два главных комплекса гранитоидов Главного хребта – белореченский и уллукамский. Породы последнего чаще всего представлены мелкозернистыми, однородными массивными двуслюдяными двуполевошпатовыми гранитами; к белореченскому комплексу относят все остальные граниты.

Фундамент региона имеет блоково-надвиговое строение, горстовые поднятия разделены продольными тектоническими депрессиями общекавказского простирания (Думалинская, Северная Юрская), выполненными ранне-среднеюрскими осадочными отложениями (песчаники, аргиллиты, алевролиты, глинистые сланцы).

Отложения плинсбахского и начала тоарского яруса в пределах данной структурно-формационной зоны (Восточно-Балкарская СФЗ, согласно [Письменный и др., 2002]) объединяются в безенгийскую свиту, характеризующуюся широким развитием песчаников. Осадочные толщи конца тоарского и ааленского ярусов выделены как джигиатская свита, для которой характерно широкое развитие аргиллитов, алевролитов и полимиктовых песчаников. В течение раннего байоса происходило накопление мошной толши аргиллитов (до 800 м в восточной части района), которые выделяются как джорская свита. На границе раннего-позднего байоса и затем на протяжении большего отрезка бата [Гаврилов, 1989] происходит регрессия морского бассейна и перерыв в осадконакоплении. В северо-восточной части территории на породы джорской свиты с размывом и угловым несогласием налегают терригенно-карбонатные отложения келловея и верхней юры—мела, образующие моноклиналь Скалистого хребта. Вопросы стратиграфии юрских осадочных толщ, распространенных на территории Восточной Балкарии, освещались в работах Н.В. Безносова [1973], Д.И. Панова [1987], Ю.О. Гаврилова [1992] и других исследователей.

Наиболее крупными из тектонических разломов в регионе являются нарушения общекавказского простирания Саугамской и Саурданской систем, контролирующие проявления юрского умеренно-щелочного магматизма хуламского комплекса. В южной части района исследований незначительное распространение имеют дайки диабазов казбекского комплекса.

В районе междуречья рек Чегем-Черек Балкарский известны неоген-четвертичные изверженные породы различного состава (см. рис. 1), отнесенные к трем различным вулканическим комплексам [Кайгородова и др., 2021а]. К плиоценовому (4.7 млн лет) цанскому комплексу принадлежит дайка трахиандезибазальтов в долине р. Кучмесу. Пирокластические отложения (игнимбриты и туфы) позднеплиоценового чегемского комплекса (около 3 млн лет) известны на крайней западной периферии региона. На водоразделе рек Черек Безенгийский и Черек Балкарский в районе горы Чегет-Джора имеются останцы плейстоценового (~700 тыс. лет) потока андезитов (Удурсу), условно включенного в состав эльбрусского комплекса.

Стратиграфическое положение магматических образований хуламского комплекса

Первые сведения о наличии в Хуламо-Безенгийском ущелье "полевошпатовых пород, богатых ортоклазом", приведены в работах известных исследователей Кавказа — Г.В. Абиха [1874] и Ф.Ю. Левинсона-Лессинга [1913]. Впоследствии, по результатам многолетних исследований умеренно-щелочные среднеюрские магматические образования, распространенные в этом районе, были выделены в качестве отдельного хуламского вулкано-плутонического комплекса (ХВПК) [Долгих, 1978].

В тектоническом плане все гипабиссальные и интрузивные тела ХВПК локализованы в пределах Северной Юрской депрессии, протягиваясь 35-километровой полосой северо-западного простирания от района сел Эльтюбю и Булунгу на западе до устья р. Чайнашки (см. рис. 1) на востоке на высотах 1500–3200 м. Часто скальные выходы изверженных пород комплекса формируют отвесные каньоны в долинах рек (например, ущелья Шиле и Шаудор-су) и бронируют вершины гор на водоразделах (Уч-Таши, Кубадайги, Мукол-кая). Отмечается линейная вытянутость магматических тел согласно общему СЗ простиранию осадочных пород. Областью наиболее интенсивного проявления умеренно-щелочного магматизма в пределах его ареала является долина р. Черек Безенгийский и примыкающие к ней с запада и востока нагорья (см. рис. 1).

Среди вулканогенных образований ХВПК ранее выделены различные по составу разности: 1) риолиты и их эксплозивные брекчии; 2) трахиты и лавобрекчии трахитового состава; 3) микрогаббро и габбро-порфириты, андезибазальты [Горохов и др., 1968]. Интрузии хуламского комплекса залегают в отложениях плинсбахского, тоарского, ааленского, байосского ярусов, реже прорывают граниты Главного хребта.

Основные породы хуламского комплекса наибольшее распространение имеют в бассейнах рек Шиле, Кардан и в районе горы Мукол-кая (рис. 2а). Силлы являются преимущественной формой тел основных пород. Они залегают согласно с вмещающими аргиллитами байоса и имеют мощность порядка 90-100 м при протяженности от 40 до 200 м. Дайки основного состава в своем пространственном размещении тяготеют к силлам, контролируются преимущественно зонами тектонических нарушений СЗ простирания и являются в ряде случаев подводящими магматическими каналами для пластовых тел габброидов и базальтоидов. Кислые породы (трахиты и риолиты) слагают вулканические тела субвулканической и жерловой фаций – экструзии, силлы, некки, а также трубки взрыва (сложенные эксплозивными брекчиями). В междуречье Черек Безенгийский-Чегем, по данным [Горохов и др., 1968], гипабиссальные тела кислого состава размещаются в самых нижних частях разреза байоса, в левом борту р. Кардан они приурочены к стратиграфическому контакту отложений аалена и байоса, а в бассейне р. Чайнашки обнаруживают многоярусное положение. Для некков характерна вертикальная флюидальность с широким развитием эруптивных брекчий в краевых частях (см. рис. 2в), в силлах иногда наблюдается столбчатая отдельность (см. рис. 2б). С кислыми породами ХВПК связано широкое развитие флюидно-эксплозивных брекчий, с которыми ассоциирует продуктивное Аи-сульфидное и Au-Ag оруденение месторождения Радужное и ряда более мелких рудопроявлений.

Вопрос наличия эффузивных образований среди пород хуламского комплекса остается дискуссионным, т.к. часть туфолав и пирокластических брекчий по факту являются эруптивными субвулканическими брекчиями. Для эксплозивных образований долины р. Черек Безенгийский исходная глубина их образования по оценкам [Борсук и др., 1964] составляет ~800 м.



Рис. 2. Выходы пород хуламского комплекса.

a — гора Мукол-кая, у подножия видны два силла габбро-порфиритов (фото из ущелья р. Удур-су); б — пластовое тело базальтоидов в долине р. Кардан; в — трахиты, столбчатая отдельность в Хуламском силле; г — выход некка риолитов, долина р. Кушхуле-су, центральная часть месторождения Радужное.

Анализ имеющейся опубликованной и фондовой литературы показал, что одной из самых сложных оставалась проблема определения возраста вулканогенных образований ХВПК. Одни исследователи определяли возраст образования вулканитов как раннеюрский [Лебедев, 1950]. другие – как байосский [Безносов и др., 1959, 1973; Ажгирей и др., 1976], третьи – в более широком диапазоне от тоара до байоса включительно, при этом рассматривая не все фазы проявленного здесь магматизма [Борсук и др., 1973]. А.Г. Долгих [1978] к ааленскому возрасту относит силлы и дайки диабазов Чегем-Черекского района. Ряд исследователей [Калинин и др., 1979; Лезин и др., 1976] разделяли хуламский комплекс на две отстоящие друг от друга по времени образования формации – тоар-ааленскую базальт-риолитовую и байосскую диабаз-порфирит-трахитовую. А.А. Цветков [1977] риолиты хуламского комплекса относил к средней юре, трахиты – к верхней юре, а габброиды – к меловому периоду. Опубликованные результаты К–Аг датирования, полученные в разных изотопных лабораториях бывшего СССР и обобщенные в работе [Коптюх и др., 1985], демонстрируют существенный разброс значений изотопных возрастов, вне зависимости от состава изученных пород: от 110–120 млн лет для наиболее измененных разностей до 150–160 млн лет – для петрографически наиболее свежих. Отметим, что в целом эти результаты ограничивали верхний возможный предел времени образования пород ХВПК началом поздней юры.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В рамках настоящей работы были изучены образцы, характеризующие основные типы изверженных пород ХВПК. Отбор проб производился авторами в ходе полевых работ в Чегемском ущелье (долина р. Кардан) и в Хуламо-Безенгийском ущелье (Хуламский силл), а также в центральной части изучаемого района из обнажений и скважин на месторождении Радужное (№№ 3061, 2 и 3) и из силлов г. Мукол-кая. Коллекция состоит из 40 образцов магматических образований различного состава (координаты их мест отбора указаны в табл. 1). Данные о химическом составе пород (породообразующие оксиды) получены рентгенофлюоресцентным методом (РФА) в ЦКП "ИГЕМ-аналитика" с использованием спектрометра Axios mAX (PANalytical) (аналитик А.И. Якушев). Редкоземельные и микроэлементы в образцах пород определялись методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно-связанной плазме (ICP-MS) на квадрупольном масс-спектрометре Thermo XII Series (аналитик Я.В. Бычкова). Результаты РФА и ICP-MS анализов представлены в табл. 1.

U-Рb изотопно-геохронологические исследования цирконов проводились на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре Изотопных Исследований (ЦИИ) ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) по стандартной методике [Williams, 1998; Larionov et al., 2004]. Зерна цирконов, помещенные совместно со стандартными образцами 91500 [Wiedenbeck et al., 1995] и TEMORA [Black et al., 2003] в эпоксидную матрицу, шлифовались примерно до половины толщины и покрывались ~100 Å слоем рафинированного золота. Внутренняя структура цирконов изучена средствами оптической микроскопии и катодолюминесценции. Для анализа выбирались области без видимых трещин и включений в идиоморфных индивидах. Полученные результаты обработаны с помощью программ SQUID v1.12 и ISOPLOT/Ex 3.22 [Ludwig, 2005a, b] с использованием констант распада [Steiger, Jäger, 1977]. Поправка на нерадиогенный Рb по модели [Stacey, Kramers, 1975] введена с использованием измеренного отношения ²⁰⁴Pb/²⁰⁶Pb. Вычисления средневзвешенных значений U–Pb возраста и их погрешностей (доверительный интервал $\pm 2\sigma$) проведены согласно формулам, предложенным в статье [Малкин, 2001]. К-Аг датирование флогопита из габброидов ХВПК выполнено по стандартной методике, используемой в ИГЕМ РАН и описанной в статье [Лебедев и др., 1999]. Результаты изотопно-геохронологических исследований представлены в табл. 2.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Номенклатура пород хуламского комплекса

Изученные магматические породы ХВПК представлены контрастной бимодальной ассоциацией габбро + трахиандезибазальты – трахиты + + риолиты (рис. 3а)². Следует отметить, что по данным [Газеев и др., 2019], в составе комплекса также присутствуют вулканиты, промежуточные по содержанию кремнезема (трахиандезиты и фонотефриты). Однако, в цитируемой работе указанные средние породы повышенной щелочности это обычно существенно измененные эффузивы с нарушенным в результате метасоматических преобразований или выветривания первичным химическим и минералогическим составом (ППП > > 5 мас. %). Данное обстоятельство ставит под сомнение присутствие в хуламском комплексе "транзитных" магматических образований между основной и умеренно-кислой—кислой группами бимодальной ассоциации, в связи с чем они исключены из рассмотрения в статье.

Петрографическая характеристика магматических пород хуламского комплекса

Интрузивные основные породы (микрогаббро и габбро-порфириты). Изученные основные породы ХВПК представлены серовато-зелеными массивными полнокристаллическими разностями, от мелко- ло крупнозернистых. Они обычно имеют аллотриоморфнозернистую (габбровую, микрогаббровую или габбро-офитовую) структуру, сложены преимущественно кристаллами плагиоклаза и клинопироксена (второстепенные фазы оливин, ортопироксен и флогопит), а также агрегатом вторичных минеральных фаз (цеолиты, боулингит, хлорит, серицит; рис. 4а, б). Акцессорные минералы представлены апатитом, который образует удлиненно-призматические кристаллы. Из рудных минералов отмечено присутствие пирита и пирротина.

Встречаются разности габброидов с порфировидной структурой. Последняя образована вкрапленниками (размер до 1.5 см) сильно измененного плагиоклаза, заключенными в раскристаллизованную основную массу (см. рис. 4б). Состав плагиоклаза отвечает альбиту-олигоклазу (An_{10-30}) . Матрица данных пород сложена микрокристаллами плагиоклаза и авгита. Спорадически присутствуют оливин и флогопит. Микрокристаллы плагиоклаза зональные: *Ап*₆₀ – в ядерных зонах и An₄₀ – в краевых, что может говорить о начале их кристаллизации еще на ранних стадиях магматического процесса. По оливину часто развиваются спутанно-волокнистые псевдоморфозы боулингита. Акцессорные и рудные минералы аналогичны таковым в микрогаббро.

Габброиды хуламского комплекса интенсивно изменены: темноцветные минералы (клинопироксен и оливин) практически полностью замещаются магнезиальным хлоритом, по плагиоклазу развивается серицит, в основной массе иногда наблюдаются анальцим [Газеев и др., 2019], пренит и карбонаты. Хлорит, согласно работе [Горохов и др., 1968], представлен пеннином и делесситом.

Необходимо отметить, что ранее рядом авторов, например [Цветков, 1977], некоторые из габброидов

44

² В настоящей работе использованы результаты химических анализов магматических пород хуламского комплекса (авторские и из литературных источников) только для петрографически свежих образцов, для которых величина ППП составляет менее 5 мас. %.

ВОЗРАСТ, ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

210- 2/13	43°12'34.54 E 43°14'46.9″ N			71.69	0.37	14.2	2.85	0.01	0.26	0.82	6.93	1.36	0.1		1.48	100.07	8.29	0.20	0.47	_	24.14	0.08	8.15	59.48	3.46				1.80		1.94	0.71		0.24 100
210- 1/13	43°12'27'8" E 43°14'49.0" N			73.44	0.1	14.09	1.27	0.01	1.2	0.36	5.04	0.72	0.1		3.57	96.66	5.76	0.14	0.16		40.19	4.78	4.42	44.27	1.18				3.96		0.77	0.20		0.25 100
X-17	43∘16,34 [.] 4, E 43∘14,026, N			80.08	0.16	8.19	3.39	0.03	0.55	1.17	2.32	3.36	0.03	<0.02	0	99.28	5.68	1.45	0.08	_	50.54		20.00	19.77	2.02		3.06		2.23		2.00	0.31		0.07 100
X-14	⊄3∘I∂,5I'∂,, E ⊄3∘I⊄,08'8,, N			68.86	0.35	14.84	4.68	0.061	0.90	0.20	6.05	3.03	0.06	<0.02	0.41	99.44	9.08	0.50	0.22	_	19.68	1.40	18.08	51.69	0.61				4.45		3.28	0.67		0.14 100
60-X	43°18'58.4" E 43°14'14.4" N			74.11	0.25	13.98	2.17	0.042	0.09	0.64	7.20	1.39	0.06	< 0.02	0	99.93	8.59	0.19	0.07	_	25.40		8.22	60.97	1.72		0.92		0.68		1.48	0.48		0.14 100
X-08	43°18'48'3"' E 43°14'16.6" N			69.31	0.29	15.60	4.15	0.074	0.59	0.63	7.22	1.88	0.06	<0.02	0.17	99.97	9.1	0.26	0.21		17.18	0.69	11.13	61.21	2.74				3.48		2.88	0.55		0.14 100
X-06	43∘18,39'9. E 43∘14,51'9, N	ІИТЫ		71.83	0.25	12.27	5.61	0.068	0.95	1.55	4.73	2.21	0.05	<0.02	0	99.52	6.94	0.47	0.24		30.08		13.12	40.22	5.75		1.39		5.38		3.46	0.48	1	0.12
X-05	₹3°18'37.2" E 43°14'21.0" N	юиd		71.16	0.24	13.66	3.43	0.076	0.40	1.91	6.16	1.94	0.05	<0.02	0.22	99.25	8.1	0.31	0.18	_	23.87		11.58	52.64	3.93		4.49		0.63		2.29	0.46		0.12 100
X-03	43∘18,32°1″, E 43∘14,21°2″, N			80.01	0.16	8.48	1.78	0.083	0.14	1.86	2.80	3.07	0.04	0.06	0.49	98.97	5.87	1.10	0.13	_	49.74		18.43	24.07	1.53		3.08	1.67			1.08	0.31		0.10 100
X-01	43₀18,34 [°] 1″, E 43₀14,53 [°] 6″, N		РФА)	79.83	0.15	7.95	2.67	0.164	0.24	3.92	4.08	0.29	0.03	<0.02	0.14	99.46	4.37	0.07	0.14		49.19		1.73	34.76	2.54		5.74	4.25			1.43	0.29		0.07 100
X-5	43∘18,31'1, E 43∘14,52'8, N		Iac. %,]	71.03	0.21	14.08	0.87	0.13	0.20	2.50	4.68	4.31	0.11	<0.02	1.53	99.65	8.99	0.92	0.30	_	23.75		25.96	40.36	4.77		1.82	2.05			0.62	0.41		0.27 100
X-2	43∘18,35 [.] 9". E 43∘14,52"1, N		иды, (м	68.68	0.20	14.21	0.93	0.14	0.18	3.49	4.55	4.81	0.15	<0.02	2.29	99.63	9.36	1.06	0.27	m	19.44		29.20	39.55	4.26		1.80	4.32			0.68	0.39		0.36 100
X-1	⊄3₀I8,3I`., E ⊄3₀I⊄,5⊄`., N		цие окс	79.89	0.16	10.17	1.38	0.06	0.19	0.78	3.59	2.62	0.03	0.05	0.69	99.61	6.21	0.73	0.20	IPW Nd	47.26	0.08	15.66	30.72	3.72				1.34		0.85	0.31		0.07 100
РЦ-5	43∘18,59°1" E 43∘14,55°3" N		разуюц	87.70	0.07	6.42	0.25	0.000	0.66	0.13	0.04	2.40	0:000	0.01	2.23	16.66	2.44	60.00	0.83	0	78.80	3.60	14.52	0.35	0.66				1.81		0.12	0.14		100
X-15	43∘16,54 [.] 3″ E 43∘14,08.2″ N	I	οοποοίο	64.31	0.37	17.24	5.25	0.09	0.99	0.31	7.97	2.34	0.06	< 0.02	1.27	100.20	10.31	0.29	0.26		6.12	1.19	13.98	68.17	1.16				4.65		3.897	0.71		0.14 100
X-13	43∘16,18`6, E 43∘14,08`J" N	рахить	Пор	64.93	0.34	19.41	1.17	0.020	0.13	0.87	8.56	3.71	0.06	<0.02	0.34	99.54	12.27	0.43	0.17				22.10	71.23	3.61	0.97	0.27			0.14	0.75	0.65	0.14	0.14 100
X-12	43∘16,03 [°] €″ E 43∘14,11°3″ N	L		64.20	0.42	16.97	4.42	0.095	0.66	2.57	6.74	3.53	0.07	<0.02	0.29	99.97	10.27	0.52	0.22	_	5.88		20.93	57.22	5.64		5.54		0.61		3.22	0.80	ļ	0.17
9/21	43°10'06.8″ E 43°15'18.1″ N			48.56	2.28	16.77	7.81	0.146	5.67	6.99	4.77	1.55	0.53		4.69	24.35	6.32	0.32	0.57	-			9.63	37.27	20.79	2.81	9.56			9.55	4.54	4.56		1.32 100
6/21	43°10'26.9″ E 43°15'21.9″ N			48.34	1.75	19.48	6.10	0.094	5.16	6.45	4.60	2.36	0.47		4.92	24.05	6.96	0.51	0.61	-			14.71	32.13	26.93	4.84	2.83			10.17	3.73	3.51		1.17 100
5/21	43₀10,59 [°] , E 43₀12,51°6, N	иды		48.06	2.24	17.60	7.59	0.126	5.57	6.33	4.43	2.17	0.63		4.94	24.20	6.6	0.49	0.58	-			13.54	35.09	22.93	2.43	4.65			10.82	4.52	4.49		1.57 100
4/21	43₀10,56 [.] 6″, E 43₀12,51 [.] 6″, N	ra66pc		50.76	2.59	16.76	7.73	0.114	3.03	5.36	6.02	2.80	0.73		3.86	21.91	8.82	0.47	0.42	-			17.26	40.35	10.89	6.92	9.34			3.06	5.29	5.13		1.80 100
210- 5/13	43₀15,56 [.] 1,, E 43₀12,05 [.] 3,, N			50.03	1.67	15.39	9.48	0.147	5.48	6.35	5.72	0.61	0.28		4.63	99.79	6.33	0.11	0.52	-			3.79	46.20	15.25	2.53	12.81			9.87	5.54	3.33		0.70
P-19	43₀I9,05°0,, E 43₀I5,33°5,, N			46.83	1.17	18.12	8.89	0.15	7.09	9.20	4.33	0.14	0.19	<0.02	3.76	99.87	4.47	0.03	0.60				0.86	30.51	30.79	4.12	12.40			14.21	4.34	2.31		0.47 100
Образец	Место отбора (система координат WGS 84)			SiO,	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	S	ШШП	SUM	TA	K ₂ O/Na ₂ O	Mg#	_	$\tilde{O}_{\tilde{Z}}$	Crn	0r	Ab	An	Nph	Di	Wo	Hyp	01	Mag	Ilm	Hem	Ap SUM

Таблица 1. Результаты изучения химического состава пород хуламского комплекса

45

Таблица	1. П	эжиотоd	ние									
Образец	P-19	210-5/13	4/21	5/21	6/21	9/21	X-12	X-13	X-15	РЦ-5	X-1	X-2
		га	бброи	ИЫ			L	рахить	I			

		8.8	1.3	0.5	<10	5.2	151	236	5.1	7.6	0.24	1.2	6.0	0.12	14	29	597	62	19	15	9	2.3	34	8.3	9.2
		7.8	2.1	0.8	<10	3.9	13	120	7.2	6.6	0.21	4.7	4.6	0.36	7	27	95	23	5.7	24	2.2	2.0	15	3.4	3.6
		<10	<10	1.0	<10	22	86	168	01	<10	1.3	0.5			134	50	1575	001	156						
		<10	13	1.3	<10	2.7	26	140	0.9	<10	0.9	0.15			35	74	816	29	76						
		14	<10	1.1	<10	58	57	77	5.6	<10	1.9	1.1			26	47	1260	53	121						
		<10	10	1.1	<10	4.5	59	391	1.9	<10	1.5	0.8			26	57	1029	38	83						
литы		<10	<10	0.9	<10	2.4	189	110	29	<10	0.50	1.3			42	54	2582	133	348						
оид		<10	<10	1.0	<10	9	94	89	49	<10	2.1	1.5			41	69	1840	152	301						
		12	<10	1.8	<10	41	64	166	21	<10	1.8	2.6			65	58	1713	153	211						
	F. ICP)	17	<10	1.7	<10	10	22	160	1.4	<10	2.5	1.6			12	67	(423	85	165						
	/T) (XR	12	20	1.4	6	6	76	54	26		3.6	7.6			59	96	162 1	85	48	61	2.8	25			
	REE (r	12	18	2.9	~	11	89	50 3	66		10	6.6			65	16	210 1	07	34	18	3.7	24			
	нты и	21	9	0.9	9	37	59 1	32 3	50 1		1.9	2.1			38	46]	827 1	43 1	24 1	74	1.1	3.3			
	эмэлеме		e	0.3	1.1	6	6	18	33	11	4.9	2.6			9	12	0	1	4.7 23	5	1.9	1.3	2		
	Микро	0	5	1.6	0	4 1	7	8 22	7.4 5	0	1.8	0.50			1 12	6 1	08 12	5 1	3	ω.			I		
INTЫ		- <u>-</u>	1	0.6	- <u>-</u> -	5.0 1	8.2 11	12	8.1	- <u>-</u> -	1.2	0.21			3	6	8 100	8	2						
трах		<10	8	~	<1(- ,	~	211	<u>ج</u>	<1(9	47 (4	63	103	90	100						
		11	14	Γ	<10	13	56	213	Γ	<10	I.	0			32	89	567	42	45						
		129	188	25	94	46	91	315	21	<10	\$				20	347	255	33	37						
		130	120	21	113	23	49	239	<10	<10	<5				32	832	199	29	30						
иды		120	175	25	83	39	68	315	<10	<10	<5				27	922	241	33	40						
lóópo		10	250	20	16	61	64	353	<10	<10	<5				31	270	337	44	45						
15		177	163	25	48	75	71	251	2.6	5.0	0.08	0.09	0.9	0.14	11	307	165	42	14	32	38	1.5	18	5.7	4.7
		237	142	30	96	58	82	38	12	4.1	0.24	н.п.о.	0.9	н.п.о.	4	131	147	24	6	28	25	н.п.о.	91	4.3	2.6
		Cr	>	Co	Ņ	Cu	Zn	Ba	Pb	As	Mo	M	Sn	Sb	Rb	Sr	Zr	Y	ЧN	Li	Sc	Be	Ga	Ge	Se

КАЙГОРОДОВА, ЛЕБЕДЕВ

X-09 X-14 X-17 210-1/13 210-2/13

X-08

X-06

X-05

X-03

X-01

X-5

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 2 2022

Образец	P-19	210-5/13	4/21	5/21	6/21	9/2	I X-12	X-13	X-1:	5 PLI-	5 X-1	X-X	X-5	10-X	X-03	X-05	X-06	X-08	X-09	X-14	X-17	210-1/13	210-2/
		Ľ	aббро	ИДЫ				трахит	ľЫ							ри	олиты						
Au	0.10						0.3	1 0.5	3 0.4	<i>t6 0</i>	50 1.2	1 0.9	6 0.71	9 0.42	j 1.0	1.7	1.7	0.55	0.76	0.41	0.98		
Ag	0.7	1.1					1.4	2.6	3.	5 2.1	6 3.6	2.5	2.3	2.4	3.3	3.2	8.9	2.1	2.1	2.9	2.8	0.3	0.3
Cd	0.10	0.13																					0.1
Cs	0.1	7.7								0.	1 0.2	0.5	0.5									0.2	0.2
La	7.7	9.2					33	40	14	91	108	65	58	80	124	193	122	69	68	40	69	23	33
Ce	61	23					64	83	24	33	208	153	136	159	240	392	220	131	129	35	141	41	72
Pr	2.8	3.3					7.4	9.5	3.5	<i>3</i>	5 24	16	14	18	26	37	25	13	15	8.8	14	4.7	8.9
PN	14	16					35	46	17	13	87	56	46	82	125	180	9116	64	68	30	20	17	37
Sm	3.5	4.1					5.5	8.3	3.;	7 2.,	6 18	13	9.6	13	61	22	24	9.5	Ш	5.3	13	3.5	8.8
Eu	1.3	1.4					1.0	0.0	0.4	4 0	3 0.5	0.9	0.6	0.2	0.5	0.3	0.4	0.5	0.4	0.4	0.2	0.2	1.5
Gd	4.0	4.9					4.5	2.5	3.4	4 2.	9 21	14	01	11	15	15	20	6.7	7.7	3.4	12	3.2	9.0
Tb	0.6	0.8					0.9	1.6	0.	7 0.	4 3.6	2.4	1.8	2.4	3.5	3.8	4.5	1.3	1.6	0.8	2.6	0.6	1.5
Dy	4.4	5.4					5.7	11	4	3.1	9 23	17	13	15	24	27	28	7.4	9.9	5.0	18	3.8	10
Но	0.8	1.1					1.2	2.3	1.(0.	7 4.9	3.9	2.9	3.2	5.3	6.1	5.3	1.5	2.1	1.1	3.7	0.8	2.2
Er	2.4	3.1					3.5	7.6	3.(2.1	9 15	12	9.5	9.4	91	61	14	4.3	5.9	3.4	11	2.3	6.5
Tm	0.4	0.43					0.5	1.1	0.	5 0	3 2.2	2.0	1.6	1.4	2.5	3.2	2.1	0.7	0.9	0.5	1.7	0.4	1.6
Yb	2.2	2.8					3.6	7.3	3	3 5.	4 14	13	01	9.4	15	22	13	4.9	6.2	3.9	10	2.4	6.9
Lu	0.4	0.5					0.6	1.2	0	5 0	3 2.0	1.8	1.5	1.4	2.2	3.1	1.8	0.8	1.0	0.7	1.5	0.4	1.1
Hf	2.7	3.3					8.7	16	15	2.	9 32	31	31	26	32	37	72	14	61	11	28	2.9	12
Ta	0.4	0.6					2.6	4.8	4.6	5 0	5 9.3	15	15	9.5	11	21	30	4.6	5.9	3.2	9.3	0.5	2.9
Тh	1.0	1.0					6.9	12	6.3		31	47	36	30	32	<i>60</i>	80	13	15	3.1	29	12	6.4
D	0.3	0.3					1.4	3.7	2.2	2.7	6.5	21	15	4.5	5.7	3.9	3.3	2.6	3.7	1.1	6.5	2.0	0.9

ВОЗРАСТ, ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

						r		4	4									
Точка анализа	²⁰⁶ Pb _c , %	U, r/T	Th, r/T	²⁰⁶ Рb*, г/т	$\frac{^{232}\mathrm{Th}}{^{238}\mathrm{U}}$	Bo3pac1 206 235	$\left[\frac{Pb}{U}\right]$	Bo3pac 20(23)	$\left r(2) \pm \sigma \right ^{s} \frac{1}{S} \frac$	(1) 238 U 206 Pb*	+1	(1) $\frac{207}{206} \text{Pb}^*$	* *	(1) $\frac{207 \text{Pb}^*}{235 \text{U}}$	+ %	(1) $\frac{206 \text{Pb}^*}{2^{38} \text{U}}$	+ %	елт солт
							5-ДЧ	5, 167 ± .	4 млн лет	$r (\pm 2\sigma)$								
1.1	00.00	1648	1812	37.3	1.14	167.5	±4.5	167.3	± 4.5	38	2.7	0.050	1	0.182	ю	0.0263	2.7	1.0
1.2	0.11	1061	1163	24.2	1.13	168.9	±2.2	168.9	± 2.2	38	1.3	0.049	1	0.180	2	0.0265	1.3	0.7
1.3	0.20	2079	3779	47	1.88	167.5	±3.6	167.5	± 3.6	38	2.2	0.050	1	0.180	2	0.0263	2.2	0.9
1.4	0.00	1040	1060	23.4	1.05	166.6	±3.3	166.4	± 3.3	38	2.0	0.050	1	0.182	2	0.0262	2.0	0.8
1.5	0.14	977	1039	21.6	1.10	164.1	±3.2	164.3	± 3.2	39	2.0	0.048	1	0.172	2	0.0258	2.0	0.8
1.6	0.03	1427	1966	31.2	1.42	162.2	±2.7	162.2	土 2.7	39	1.7	0.049	1	0.173	2	0.0255	1.7	0.9
1.7	0.07	1185	1491	27.1	1.30	169.7	±3.2	169.7	± 3.2	37	1.9	0.049	1	0.182	2	0.0267	1.9	0.8
1.8	0.40	1140	1493	26.1	1.35	169.7	±4.2	169.7	± 4.2	37	2.5	0.050	2	0.183	3	0.0267	2.5	0.9
1.9	0.16	743	804	16.9	1.12	168.1	±2.8	168.1	土 2.8	38	1.7	0.049	1	0.179	2	0.0264	1.7	0.8
1.10	0.00	1146	1335	26.5	1.20	171.0	±3.2	171.1	± 3.2	37	1.9	0.049	1	0.182	2	0.0269	1.9	0.9
-		-	_	-	-		X-13	, 167 ± 5	3 млн лет	(±2σ)	_	-		_	-	-	-	
2.1	0.07	646	762	14.4	1.22	165.7	±3.3	165.8	± 3.4	38.4	2.0	0.049	2.2	0.2	3.0	0.026	2.0	0.7
2.2	0.00	716	848	16.1	1.22	166.2	±2.8	166.2	± 2.8	38.3	1.7	0.050	1.9	0.2	2.6	0.026	1.7	0.7
2.3	0.00	428	440	9.64	1.06	166.8	±2.6	166.0	± 2.6	38.1	1.6	0.054	2.6	0.2	3.1	0.026	1.6	0.5
2.4	0.32	673	724	15.1	1.11	165.7	±2.7	166.4	± 2.7	38.4	1.6	0.046	2.7	0.2	3.2	0.026	1.6	0.5
2.5	0.00	453	448	10.2	1.02	167.4	±2.4	167.5	± 2.4	38.0	1.4	0.049	2.5	0.2	2.9	0.026	1.4	0.5
2.6	0.28	783	977	17.6	1.29	166.3	±2.3	167.0	± 2.3	38.3	1.4	0.046	2.5	0.2	2.8	0.026	1.4	0.5
2.7	0.63	1160	1721	26.5	1.53	169.3	±2.6	169.0	± 2.6	37.6	1.5	0.051	2.3	0.2	2.7	0.027	1.5	0.6
2.8	0.03	610	629	13.7	1.12	166.7	±2.9	167.1	± 2.9	38.2	1.8	0.048	2.1	0.2	2.8	0.026	1.8	0.6
2.9	0.40	372	364	8.5	1.01	169.3	±3.0	169.8	± 3.1	37.6	1.8	0.047	5.0	0.2	5.3	0.027	1.8	0.3
2.10	0.27	662	827	15	1.29	168.0	±4.0	168.7	\pm 4.0	37.9	2.4	0.046	2.7	0.2	3.6	0.026	2.4	0.7
Примечан рительном стандарта	ие. Номе 1 интерв (±1σ) – 0	ра анали алу ±1σ, \.30%. (1)	итических , итоговоі) – коррек	точек соо го среднев диия на Рb	тветству завещени с по изм	иот номе] ного знач еренном	рам на ри іения – ± у ²⁰⁴ Рb; (2	с. 5. Пог :2σ; Рb _с 1 :) — коррс	решности и Рb* – н(зкция на I	значениі ерадиоген Рb _c с пред	й возрас [.] нный и ј положен	га для ин радиоген нием о кс	дивидуа ный сви нкордан	льных зе нец соот ттности ²	рен цир. ветствен ⁰⁶ Рb/ ²³⁸	кона соот 110. Оши U и ²⁰⁷ Рb _/	ветствую бка кали / ²³⁵ U воз	т дове- бровки растов.

Таблина 2. Результаты U-Pb изотопного латирования пирконов из риолитов и трахитов хуламского комплекса

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 2 2022

48

КАЙГОРОДОВА, ЛЕБЕДЕВ



Рис. 3. Диаграммы SiO₂-Na₂O + K₂O [Le Bas et al., 1986] (a); K₂O/Na₂O-SiO₂ (б); K₂O-SiO₂ [Rickwood, 1989] (в); ANK-ACNK [Shand, 1943] (г) для изученных магматических образований хуламского комплекса (по данным автора и из работ [Газеев и др., 2019; Горохов и др., 1968; Григорчук и др., 1980; Давиденко и др., 1993; Калинин и др., 1979; Коптюх и др., 1985; Спасский и др., 1982]).

1 — основные магматические породы хуламского комплекса; 2 — трахиты хуламского комплекса; 3—6 — риолиты хуламского комплекса (3 — ультракалиевые, 4 — высококалиевые, 5 — умеренно-калиевые, 6 — низкокалиевые); 7—10 — поля различных типов риолитов хуламского комплекса (7 — ультракалиевые, 8 — высококалиевые, 9 — умеренно-калиевые, 10 — низкокалиевые); 11 — поле магматических пород среднеюрского казбекского комплекса [Газеев и др., 2018]; 12 — поле магматических пород раннеюрского фиагдонского комплекса [Гурбанов и др., 2017].

хуламского комплекса были классифицированы как тешениты. Однако, согласно Петрографическому кодексу [2009], указанные породы повышенной щелочности должны содержать не менее 10% анальцима, чего не наблюдается для изученных в рамках настоящей работы габброидов. В связи с этим, все основные породы хуламского комплекса классифицированы здесь как микрогабброи габбро-порфириты умеренно-щелочной серии.

Субвулканические основные породы (базальтовые трахиандезиты). Базальтоиды ХВПК пред-

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 2 2022

ставляют собой массивные породы с миндалекаменной или порфировой структурой (см. рис. 4в). Миндалины выполнены хлоритом и цеолитами. Вкрапленники представлены плагиоклазом. Основная масса — интерсертальная или микродолеритовая, сложена микролитами плагиоклаза, микрокристаллами клинопироксена и полностью измененным вулканическим стеклом. Вторичные минералы — хлорит, кальцит, цеолиты.

Трахиты хуламского комплекса имеют розовато-серую, розовато-зеленую, светло-коричне-

КАЙГОРОДОВА, ЛЕБЕДЕВ



Рис. 4. Микрофотографии пород хуламского комплекса.

а – микрогаббро (образец Р-19), николи скрещены; б – габбро-порфирит (образец 210-6/13), николи скрещены; в – базальтоид (образец 1/21), николи скрещены; г – трахиты, фенокристы КПШ в основной трахитовой массе (образец Х-15); д, е – трахиты, трахитовая структура основной массы (д – образец Х-12, е – образец Х-15); ж – афировый риолит (образец Р-1), николи скрещены; з – порфировый флюидальный риолит (образец 2-3-124), николи скрещены; и – порфировый риолит (образец 3-2-181), николи скрещены.

вую, нередко пятнистую окраску. Текстура пород массивная, пористая или флюидальная. Структура трахитов гломеропорфировая, обусловленная наличием в основной массе сростков вкрапленников КПШ, иногда плагиоклаза. Фенокристы КПШ (см. рис. 4г) обычно имеют красновато-розовый цвет, таблитчатую форму, размеры до 1 см и, по данным [Борсук и др., 1977] представлены нерешетчатым микроклином, который заместил первичный ортоклаз. Иногда встречаются кристаллы, сдвойникованные по карлсбадскому закону. В микроклине наблюдается высокое содержание железа (более 1%), что объясняет его розоватую окраску и вызвано присутствием в кристаллах многочисленных микроскопических включений гематита. Плагиоклаз вкрапленников обычно правильной таблитчатой формы, размером 0.8–1.5 мм, полисинтетически сдвойникован по альбитовому закону. Состав плагиоклаза отвечает олигоклазу (*Ап*₂₂₋₂₆).

Основная масса изученных вулканитов имеет трахитовую структуру (см. рис. 4д, е) и сложена преимущественно микролитами плагиоклаза. Темноцветные минералы (клинопироксен + ортопироксен) в матрице обычно полностью замещены смешаннослоистыми силикатами и хлоритом. По данным [Борсук и др., 1977], первичный магматический клинопироксен сохранился только в породах из центральных частей крупных гипабиссальных тел; его состав отвечает ферроавгиту. Стекло матрицы, как правило, полностью замещено смешаннослоистыми силикатами. Акцессорные минералы: циркон, монацит, ильменорутил и ильменит. Так же, как и основные породы ХВПК, умеренно-кислые породы подверглись интенсивным гидротермально-метасоматическим изменениям. Полное замещение пироксена хлоритом, а щелочных полевых шпатов альбитом, карбонатом, частично хлоритом являются результатом пропилитизации. Аргиллизация трахитов выражается в интенсивном развитии иллит-смектита, монтмориллонита и селадонита.

Риолиты хуламского комплекса – это светлосерые до серых, иногда почти белые или слабо розоватые породы с массивной, флюидальной или брекчиевидной текстурой. В штокообразных телах флюидальность основной массы (см. рис. 4ж), как правило, имеет сложноскладчатое строение и чередуется с участками брекчиевидной текстуры, с разноориентированным расположением обломков. Форма последних – угловатая, продолговатая, часто плавно изогнутая в результате деформации. Среди обломков, как правило, встречаются риолиты более ранних фаз внедрения. Породы представлены афировыми и порфировыми (вкрапленники – 3–10 об. %) разностями. Афировые риолиты обычно сильно изменены, порфировые - слабее. В порфировых риолитах фенокристы представлены ортоклазом (см. рис. 43), реже санидином (см. рис. 4и). Суммарное количество вкрапленников полевых шпатов, согласно данным [Барановский и др., 2014], варьирует от 1 до 5-7% от объема пород.

Фельзитовая основная масса афировых и порфировых риолитов сложена микрокристаллами плагиоклаза (30-35 об. %), КПШ (до 10-15 об. %) и кварца (35-60 об. %). Стекло матрицы полностью замещено минералами группы иллит-смектита и каолинитом. Кварц основной массы представлен, главным образом, ксеноморфными или удлиненными зернами (см. рис. 4ж). Необходимо отметить, что присутствие первичного магматического кварца в матрице риолитов является предметом дискуссий [Мезенина и др., 1982; Коптюх и др., 1985], однако наличие в изученных вулканитах структур девитрификации (в том числе, тесное срастание выделений кварца и полевых шпатов) может свидетельствовать об их первичном витрофировом облике. Акцессорные минералы риолитов – циркон, рудный минерал. Вкрапленники ортоклаза в порфировых риолитах часто замещены агрегатом серицита, карбонатов и рудных минералов.

Аргиллизированные риолиты в пределах месторождения Радужное имеют очень широкое развитие; данный тип метасоматических преобразований отмечен не только в зонах тектонических нарушений и в приконтактовых частях интрузий, но развит (по данным поисково-разведочного бурения) по всей мощности лакколитов. В краевых частях гипабиссальных тел на контакте с вмещающими аргиллитами аргиллизированные риолиты приобретают ярко-зеленую окраску за счет развития селадонита. Основными минералааргиллизированных риолитов являются ΜИ кварц, смешаннослоистые силикаты иллитсмектитового типа, монтмориллонит, каолинит и селадонит.

Результаты изотопного датирования пород хуламского комплекса

С целью определения возраста пород ХВПК нами были отобраны инливилуальные зерна цирконов из образца риолитов РЦ-5 и образца трахитов Х-13. Представительная выборка цирконов для обоих образцов включала прозрачные, хорошо ограненные идиоморфные короткопризматические, реже удлиненно-призматические кристаллы как гиацинтового, так и цирконового габитуса и их обломки (рис. 5). Для цирконов из риолитов характерен серовато-фиолетовый цвет, в то время как в трахитах обычно встречаются зерна светло-розовой окраски. Размеры индивилов ниркона варьируют в лиапазоне: в риолитах — 60-120 мкм, в трахитах - 180-600 мкм. Катодолюминесцентные изображения кристаллов цирконов из риолитов и трахитов хуламского комплекса демонстрируют наличие в них тонкой ритмичной зональности (см. рис. 5), которая характерна для цирконов магматического генезиса.

U–Pb изотопные анализы, выполненные для двадцати наиболее представительных и сохранных зерен (10 анализов – для образца риолита РЦ-5 и 10 анализов – для образца трахита X-13; см. рис. 5), в целом показали конкордантные результаты (РЦ-5: СКВО конкордантности – 0.20, вероятность конкордантности – 0.66; X-13: СКВО конкордантности – 4.9, вероятность конкордантности – 0.026).

Результаты U–Pb датирования цирконов риолитов и трахитов XBПК представлены в табл. 2 и на рис. 5. Полученные U–Pb датировки (167 \pm 4 млн лет для образца PЦ-5 и 167 \pm 3 млн лет для образца X-13) совпадают в пределах погрешности измерений, что свидетельствует о близком времени формирования кислых и умеренно-кислых магматических образований хуламского комплекса. Средневзвешенное значение изотопного возраста для обоих образцов соответствует середине батского века средней юры [Cohen et al., 2020]. Однако с учетом погрешностей датировок вероятный диапазон образования трахитов и риолитов может быть более строго оценен как байос–келловей.

Полученная К—Аг датировка мономинеральной фракции слюды из интрузии габброидов в долине р. Кардан (обр. 6/21, флогопит, К, $\% = 5.03 \pm \pm 0.06$ (σ), ⁴⁰Ar_{pan}, нг/г = 63.06 ± 0.21 (σ), ⁴⁰Ar_{aтм}, % в образце = 9.2, Т, млн лет = 172 ± 6 (2 σ)) в пределах погрешности совпадает со значениями U—Рb возрастов для риолитов и трахитов ХВПК. Данный факт подтверждает среднеюрский возраст основных пород хуламского комплекса и свидетельствует о близком времени образования всех разностей этой бимодальной ассоциации.



Рис. 5. Результаты U–Pb датирования цирконов из риолитов и трахитов хуламского вулкано-плутонического комплекса. а – катодолюминесцентные и оптические изображения кристаллов цирконов из риолитов (образец PЦ-5) и трахитов (образец X-13) хуламского комплекса; б – U–Pb диаграммы с конкордией для цирконов из риолитов (образец PЦ-5) и трахитов (образец X-13) хуламского комплекса.

Основные геохимические характеристики пород³

Мафические разности пород ХВПК (плутоническая и субвулканическая фации) содержат 46.8–55.7 мас. % SiO_2^{4} , 4.5–8.8 мас. % K_2O + Na₂O (при 0.14–2.80 мас. % K_2O), 3.0–7.1 мас. % MgO и относятся к умеренно-щелочным магматическим образованиям (см. табл. 1). Это в различной степени дифференцированные (Mg# от 0.40 до 0.61; Ni 20–110 г/т, Cr 150–240 г/т, Co 20–30 г/т) умеренно-титанистые (TiO₂ – 1.1–3.0 мас. %) породы, по соотношению K_2O/SiO_2 – умеренно-кали-

евые и низкокалиевые (см. рис. 3в), по соотношению Al₂O₃ и щелочей – низкоглиноземистые (см. рис. 3г). Данные породы характеризуются широкими вариациями концентраций Ва (от 40 до 700 г/т) и Sr (от 130 до 900 г/т), повышенными содержаниями Zr (от 150 до 340 г/т) и Li (30-50 г/т) по сравнению с кларками этих элементов в основных магматических образованиях [Соловов и др., 1990]. Концентрации рудных элементов (Zn, Cu, Pb, Мо и др.) невысоки и близки кларковым значениям. Наиболее примитивным из всех изученных основных пород является образец габбро Р-19, содержащий более 7 мас. % MgO, около 100 г/т никеля и 250 г/т хрома, но при этом, одновременно, характеризующийся низкой магнезиальностью (Mg# - 0.49). Необходимо отметить, что в пределах ареала распространения пород среднеюрско-

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ

³ Таблица с обобщенными данными (авторскими и опубликованными ранее) по химическому составу пород ХВПК приведена в дополнительных материалах к статье, ESM_1.xls.

⁴ Содержания породообразующих оксидов, приведенные в тексте и на диаграммах, нормализованы к 100%.

го хуламского комплекса (см. рис. 1) также присутствуют основные магматические образования близкого по возрасту (аален-байос) казбекского комплекса, которые обычно представлены породами нормальной щелочности (как известково-щелочной, так и толеитовой петрохимической серий).

Согласно расчетам нормативного минерального состава (CIPW Norm, см. табл. 1), в большинстве изученных основных магматических пород ХВПК в переменных количествах присутствуют оливин (от 2.5 до 14%) и диопсид (от 3 до 18%). В некоторых разностях с ними ассоциируют гиперстен (от 0.2 до 15%) и нефелин (от 0.3 до 7%); при этом ряд пород содержит нормативный кварц (до 5%). В составе плагиоклазов обычно альбит доминирует над анортитом. Следует отметить, на основании изучения прозрачных шлифов выше показано, что клинопироксен по факту является основным мафическим минералом изученных основных пород.

Трахиты хуламского комплекса (субвулканическая фация) содержат 57.5-64.9 мас. % SiO₂, 7.6-12.3 мас. % K₂O + Na₂O (при 2.2-7.0 мас. % К₂О) и относятся к умеренно-щелочной петрохимической серии (см. табл. 1). Это высокодифференцированные (Mg# от 0.13 до 0.54, Ni < 20 г/т, Cr < 25 г/т и Co < 20 г/т) образования, по соотношению K₂O/SiO₂ - высококалиевые и шошонитовые (см. рис. 3в); на диаграмме ANK-ACNK точки их составов образуют линейный тренд из поля низкоглиноземистых в поле высокоглиноземистых пород (см. рис. 3г). По соотношению Al₂O₃/FeOtot трахиты относятся к комендитовому типу. Аналогично с основными породами ХВПК трахиты демонстрируют широкие вариации концентраций Ва (от 130 до 700 г/т); при этом они характеризуются относительно пониженными концентрациями Sr (от 50 до 115 г/т) по сравнению с кларками для средних и кислых магматических пород [Соловов и др., 1990]. Трахиты аномально обогащены Zr (от 300 до 1050 г/т) и в некоторой степени – Nb (от 30 до 100 г/т) и Y (от 40 до 90 г/т) при широких вариациях концентраций двух последних элементов. Содержания рудных элементов (Zn, Pb, Mo и др.) в вулканитах близки к кларковым значениям для средних и кислых магматических пород [Соловов и др., 1990].

Согласно расчетам нормативного минерального состава (CIPW Norm, см. табл. 1), трахиты преимущественно (свыше 50% объема породы) сложены щелочным полевым шпатом (анортоклазом) с преобладанием в нем Na-компоненты при подчиненном участии кварца (до 18%), диопсида (до 9%), гиперстена (до 11%) и рудных минералов.

Риолиты хуламского комплекса (субвулканическая фация) содержат 68.2–84.6 мас. % SiO₂,

2.4–12.3 мас. % K₂O + Na₂O (при 0.3–12.1 мас. % K₂O) и относятся к умеренно-щелочной и известково-щелочной петрохимическим сериям (см. табл. 1). Они характеризуются сушественными вариациями по соотношению кремнезема и шелочей, в том числе SiO₂ и K₂O (см. рис. 3в), а также отношению К₂О/Na₂O. Последний параметр позволяет разделить риолиты на четыре подгруппы: ультракалиевые ($K_2O/Na_2O > 40$), высококалиевые (K₂O/Na₂O от 15 до 40), калиевые (K₂O/Na₂O от 2 до 15) и низкокалиевые (K₂O/Na₂O < 2) (см. рис. 3б). На диаграмме ANK–ACNK (см. рис. 3г) точки их составов образуют линейный тренд из поля низкоглиноземистых в поле высокоглиноземистых пород. По соотношению Al₂O₃/FeOtot риолиты относятся к комендитовому типу, по соотношению $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O) - \kappa$ плюмазитовому. Аналогично другим типам пород ХВПК риолиты показывают широкие вариации концентраций Ва (220-1300 г/т для ультракалиевых и 80-520 г/т для низкокалиевых риолитов). Ультракалиевые риолиты несколько обеднены Sr (от 10 до 30 г/т) по сравнению с низкокалиевыми (Sr от 30 до 190 г/т). Низкокалиевые риолиты аномально обогащены Zr (800-2600 г/т), Nb (до 280 г/т) и Y (до 150 г/т) по сравнению с кларками для кислых магматических пород [Соловов и др., 1990]. Ультракалиевые риолиты также демонстрируют некоторое обогащение Zr и Y, но в значительно меньшей степени (Zr до 120 г/т, Y до 20 г/т). Некоторые из низкокалиевых риолитов содержат повышенные концентрации Th (до 50 г/т). Концентрации рудных элементов (Zn, Pb, Мо и др.) в целом близки их кларкам для кислых магматических пород [Соловов и др., 1990].

Согласно расчетам нормативного минерального состава (CIPW Norm, см. табл. 1), ультракалиевые риолиты сложены преимущественно КПШ (34–71%) и кварцем (22–61%) при минимальном участии альбита (до 2%), гиперстена (до 2%), корунда (до 2%) и рудных минералов. Высококалиевые риолиты содержат КПШ и кварц примерно в равном соотношении (от 30 до 60% каждого из минералов) при подчиненном участии альбита (до 5%), гиперстена (до 4%), корунда (до 7%) и рудных минералов. Калиевые риолиты содержат преимущественно кварц (от 45 до 70%) и КПШ (от 13 до 34%) при подчиненном участии альбита (3–11%), гиперстена (до 5%), корунда (до 9%) и рудных минералов. Наиболее широко распространенными среди кислых пород ХВПК являются низкокалиевые риолиты, сложенные преимущественно кварцем, КПШ и альбитом при широких вариациях соотношений этих минеральных фаз. Второстепенные фазы – корунд (до 6%) и гиперстен (до 6%).

На большинстве бинарных диаграмм Харкера, демонстрирующих соотношение кремнезема и

главных породообразующих оксидов в изученных магматических образованиях ХВПК (часть из них показана на рис. 6), заметно, что для содержаний Al₂O₃, TiO₂, MgO, FeO и CaO наблюдаются четко выраженные негативные линейные тренды, формируемые всеми точками пород вне зависимости от их состава. При этом на диаграммах TiO₂-SiO₂, MgO-SiO₂, FeO-SiO₂ и CaO-SiO₂ эти тренды образованы двумя линейными сегментами, первый из которых (основные породы – трахиты, FC 1) имеет крутой наклон, а второй (трахиты – риолиты, FC 2) является субгоризонтальным. Менее выраженная отрицательная корреляция в магматических образованиях хуламского комплекса наблюдается между содержаниями Р₂O₅ и кремнезема. Негативная корреляция заметна также между магнезиальностью пород и содержанием в них SiO₂. Для основных пород, трахитов и части низкокалиевых риолитов заметны общие слабовыраженные положительные корреляции между содержанием в них щелочей и кремнезема.

Концентрации высокосовместимых элементов (Ni, Co, Cr, V и др.) в породах ХВПК характеризуются четкой отрицательной корреляцией с содержанием в них кремнезема; такая же хорошо проявленная негативная зависимость наблюдается и в отношении Sr (см. рис. 6). При этом, аналогично ситуации с содержаниями TiO₂, MgO, FeO и СаО, отрицательные тренды для перечисленных выше микроэлементов на диаграммах Харкера имеют явный излом в области трахитов с изменением крутого наклона (основные породы трахиты, см. рис. 6, FC 1) на субгоризонтальный (трахиты – риолиты, FC 2). Концентрации высокозарядных микроэлементов (HSFE – Zr, Y, Nb, Ta, Hf) демонстрируют четкую положительную корреляцию с содержанием SiO₂ в породах (см. рис. 6). Распределение несовместимых элементов (LILE, U, Th, Pb) в породах ХВПК обычно характеризуется в различной степени выраженной положительной корреляцией их концентраций с содержанием кремнезема (см. рис. 6); в наименьшей степени эта зависимость проявлена для Rb. Исключением в этой группе является Ва: его концентрация в изученных породах существенно варьирует и не зависит от их химического состава. Концентрации редкоземельных элементов, как легких (LREE), так и тяжелых (HREE), также демонстрируют положительную зависимость от содержания SiO₂ в породах (см. рис. 6); исключением является Eu, для концентрации которого (аналогично содержанию Al₂O₃) на бинарной диаграмме Харкера виден линейный (без излома) негативный тренд. Рудные элементы (Mo, W, Sn, Zn и др.) присутствуют в породах в заметно варьирующих, но в целом – незначительных количествах вне зависимости от состава образцов; на диаграммах Харкера для этих элементов какие-либо тренды отсутствуют. Исключением является медь, для которой на бинарной диаграмме (см. рис. 6) наблюдается слабо выраженная отрицательная корреляция с содержанием SiO_2 в породах.

На спектрах распределения микроэлементов для основных пород ХВПК (трахиандезибазальтов и габброидов), нормированных по N-MORB (базальты срединно-океанических хребтов), заметно их сушественное обогашение LILE (в 10 и более раз), кроме калия, концентрация которого существенно варьирует (рис. 7а). Аналогично, основные породы существенно обогащены U, Th и Рb. Концентрации HSFE в целом превышают значения, характерные для N-MORB, в 5–10 раз. Породы обогащены LREE в среднем от 2 до 10 раз и при этом имеют близкие с N-MORB концентрации HREE. Для спектров заметны явные аномалии по содержаниям Li, Pb, а также Cs (для некоторых пород). В общем, характер распределения микроэлементов для основных образований ХВПК является промежуточным между таковым для базальтов океанических островов (OIB) и обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB).

Спектры распределения микроэлементов для умеренно-кислых (трахиты) и кислых (риолиты) образований ХВПК (см. рис. 7б), нормированные по N-MORB, показывают еще большее по сравнению с основными разностями их обогащение LILE (в 100 и более раз по сравнению с N-MORB), а также Pb, Th и U (в 500 и более раз), HSFE (от 10 до 100 раз), LREE (от 100 до 1000 раз) и HREE (от 10 до 100 раз). Концентрации Nb и Ta в породах существенно варьируют. В спектрах распределения для риолитов заметны выраженные отрицательные аномалии для Ba, Sr, P, Eu и Ti и положительная – для Рb. Трахиты также характеризуются отрицательными аномалиями по концентрациям Sr, P, Еи и Ті, однако они выражены существенно меньше по сравнению с таковыми для кислых пород.

Спектры распределения REE для основных пород ХВПК, нормированные по хондритовому резервуару, характеризуются отрицательным пологим наклоном с преимущественным обогащением LREE по отношению к HREE (La_N/Sm_N – 1.4-2.7, La_N/Yb_N - 2.0-6.4). Европиевая аномалия отсутствует (Eu/Eu* – 0.9–1.1). Характер распределения REE в основных породах является промежуточным между таковым для OIB и E-MORB (см. рис. 7в). Трахиты ХВПК по сравнению с основными разностями пород характеризуются более заметным обогащением LREE по отношению к хондритовому резервуару, близкими концентрациями HREE и заметной отрицательной европиевой аномалией в спектрах распределения $(La_N/Sm_N - 2.0-3.7, La_N/Yb_N - 1.3-6.3, Eu/Eu^* -$ 0.2-0.8) (см. рис. 7г). В секторе LREE (от La до Eu) спектры имеют пологий наклон, в секторе

FC 1

(a)

18

16

8

6





Рис. 6. Бинарные диаграммы Харкера для изученных магматических пород хуламского комплекса. FC-тренды показаны условно. Условные обозначения и источники данных см. рис. 3.



Рис. 7. Спектры распределения микроэлементов (а – в основных породах, б – в трахитах и риолитах) и REE (в – в основных породах, г – в трахитах и риолитах) для изученных магматических образований хуламского комплекса. Оранжевым цветом показаны спектры трахитов, розовым – риолитов. OIB – базальты островных луг, океанические острова: N-MORB – нормальные базальты срединно-океанических

опв — оазальты островных дуг, океанические острова; N-мОКВ — нормальные оазальты срединно-океанических хребтов, E-MORB — обогащенные базальты срединно-океанических хребтов. Данные для нормирования заимствованы из работ [Sun, McDonough, 1989; Anders, Grevesse, 1989].

НREE они являются субгоризонтальными. Риолиты демонстрируют широкие вариации концентраций LREE с обогащением по отношению к хондритовому резервуару от 50 до 1000 раз, а также HREE с обогащением от 10 до 100 раз ($La_N/Sm_N - 2.4 - 5.6$, $La_N/Yb_N - 3.3 - 9.8$). Отрицательная европиевая аномалия в спектрах имеет отчетливый характер (Eu/Eu* – 0.05–0.5). "Излом" в спектрах распределения, отмеченный для трахитов (в секторе LREE – пологий наклон, в секторе HREE – субгоризонтальное положение), отмечается и для кислых разностей пород хуламского комплекса.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Роль кристаллизационной дифференциации в петрогенезисе пород хуламского комплекса

Наличие общих эволюционных трендов на бинарных диаграммах Харкера (как для оксидов, так и для и микроэлементов; см. рис. 6) для одновозрастных, контрастно отличающихся по химическому составу умеренно-щелочных магматических образований, распространенных на ограниченной территории в центральной части северного склона Большого Кавказа (см. рис. 1), свидетельствует о том, что рассматриваемая бимодальная ассоциация пород обоснованно может рассматриваться в качестве единого магматического комплекса (хуламский комплекс). Можно предположить, что эти породы имеют общий источник материнских расплавов и генетически связаны между собой в рамках геохимической эволюции единой магматической системы, в результате которой произошло образование наблюдаемой контрастной ассоциации габбро + трахиандезибазальты – трахиты + риолиты.

Существование упомянутых линейных трендов (с изломом или без него), заметных на большинстве бинарных диаграмм Харкера (см. рис. 6) может свидетельствовать о том, что ведущим процессом в образовании данной бимодальной ассоциации являлась кристаллизационная дифференциация (FC), возможно, как в сочетании с ассимиляцией вмещающих пород (AFC), так и без нее. Для оценки роли FC-процесса и выявления возможного участия в петрогенезисе расплавов коровой ассимиляции (а также смешения расплавов) допустимо использовать бинарные диаграммы, на которых концентрация высокосовместимого элемента (например, Ni, Cr и др.) сопоставляется с концентрацией высоко несовместимого (например, Th, Rb и др.). На графиках подобного вида наличие FC-процесса приведет к появлению тренда, описываемого гиперболой. Степень ее кривизны будет зависеть от различия между значениями коэффициента количественного распределения (К_D) в системе минерал-расплав для



Рис. 8. Диаграмма Ni—Th для магматических пород хуламского комплекса, иллюстрирующая ведущую роль FC-процесса в их петрогенезисе. Условные обозначения и источники данных см. рис. 3.

обоих компонентов: чем больше разница в значениях К_D, тем степень кривизны должна быть выше. В случае доминирования процессов коровой ассимиляции (или смешения расплавов) точки пород будут формировать линейные тренды между крайними составами; если на разных этапах эволюции магматической системы кристаллизационная дифференциация была проявлена в сочетании с ассимиляцией, точки будут образовывать облако без четких зависимостей. Как видно на рис. 8, на диаграмме Ni–Th большинство точек изученных пород формирует гиперболическую эволюционную зависимость с высокой степенью кривизны линий. Из этого следует, что ведущим процессом в формировании пород ХВПК являлась именно кристаллизационная дифференциация; роль процессов коровой ассимиляции в петрогенезисе, по крайней мере, габбро, трахиандезибазальтов, трахитов и части низкокалиевых риолитов была незначительной.

Наиболее примитивным по составу среди изученных пород ХВПК является образец микрогаббро P-19. Он содержит более 7 мас. % MgO, около 100 г/т Ni и 250 г/т Cr, Mg# – 0.49. На ранней стадии эволюции магматического процесса габбропорфириты → трахиандезибазальты → трахиты FC-процессы, вероятно, сопровождались выделением в кумулусную фазу оливина и клинопироксена (наличие негативных трендов на диаграмmax MgO–SiO₂, FeO–SiO₂, Mg# – SiO₂, Ni–SiO₂ и др.; см. рис. 6), ильменита или титаномагнетита (негативный тренд на диаграмме $TiO_2 - SiO_2$), основного плагиоклаза (негативные тренды для Al₂O₃, CaO, Sr, Eu; см. рис. 6), а также апатита. На поздней стадии магматического процесса (трахиты — низкокалиевые риолиты) ведущей фазой FC-процесса оставался основной плагиоклаз; возможно, вместе с ним в кумулусной ассоциации присутствовал КПШ, что подтверждается приведенными выше петрографическими характеристиками трахитов (см. рис. 4г). Позитивные тренды на диаграммах Y-SiO₂, Zr-SiO₂, Nb-SiO₂, REE-SiO₂ (см. рис. 6) существенно ограничивают участие амфибола и циркона в FC-процессах на всех стадиях геохимической эволюции магматической системы хуламского комплекса.

На спектрах распределения для кислых вулканитов XBПК (см. рис. 76, г) заметно их постепенное обогащение в ряду трахиты \rightarrow низкокалиевые риолиты несовместимыми микроэлементами элементами (LILE – Cs, Rb, Th, Pb, U и др; HSFE – Ta, Nb, Zr и др.), а также REE (кроме Eu) по сравнению с основными разностями пород, с комплементарным заметным обеднением Ti, Eu и в меньшей степени – P и Sr. Описанные закономерности хорошо согласуются с отмеченными выше особенностями протекания FC-процессов на разных этапах эволюции рассматриваемой магматической системы.

Проблема происхождения калиевых риолитов хуламского комплекса

Отдельной проблемой является наличие широкого спектра составов среди кислых образований ХВПК, контрастно отличающихся между собой как по общему содержанию щелочей, так и по соотношению в них К₂O/Na₂O. В соответствии с этими геохимическими параметрами нами выделено 4 группы риолитов: ультракалиевые $(K_2O/Na_2O > 40)$, высококалиевые $(K_2O/Na_2O \text{ от})$ 15 до 40), калиевые (K₂O/Na₂O от 2 до 15) и низкокалиевые (K₂O/Na₂O < 2) (см. рис. 3б). На бинарных диаграммах Харкера видно, что точки только малой части низкокалиевых риолитов (нормальные "риолиты", [Коптюх и др., 1985]) тяготеют к общим для рассматриваемой магматической системы эволюционным FC-трендам; точки остальных разностей образуют обширное облако составов (см. рис. 3).

Предыдущими исследователями было предложено несколько принципиально отличающихся концепций, объясняющих широкий спектр составов кислых разностей вулканитов ХВПК. В частности, в работах [Лебедев, 1950; Лезин и др., 1976; Калинин и др., 1979] кислые породы с повышенным отношением K₂O/Na₂O рассматривались в качестве продуктов интенсивного калиевого метасоматоза исходных риолитов – фельзитов, проявленного на постмагматической стадии. Напротив, Ю.М. Коптюх с соавторами [1985] предположили, что специфический состав калиевых риолитов является результатом не вторичных метасоматических процессов, а последовательной дифференциации кислой магмы в условиях повышения активности калия. В работах [Борсук и др., 1973; Цветков, 1977; Дрыжак и др., 1979; Мезенина и др., 1982] предполагается, что изначально кислые магматические образования ХВПК были представлены исключительно калиевыми бескварцевыми трахитами. Масштабные метасоматические преобразования, выразившиеся, в первую очередь, в окварцевании вулканитов, привели к появлению "вторичных риолитов" с наблюдаемыми масштабными вариациями химического состава, в первую очередь щелочей.

В настоящей работе на основании проведенных петрографических исследований, вслед за В.М. Газеевым с соавторами [2019], калиевые разности риолитов хуламского комплекса рассматриваются как продукт различных автометаморфических преобразований исходных низкокалиевых риолитов, которые проявились на поздней стадии магматического процесса и выразились для одной части пород в их окварцевании (с выносом щелочей и других породообразующих оксидов; содержание SiO₂ в результате этого процесса в конечном итоге в некоторых породах достигает 80-85 мас. %), для другой избирательном выносе натрия (вплоть до следовых количеств в остатке) и одновременном привносе калия. В то же время, для части риолитов изменение их начального состава, весьма вероятно, было связано с воздействием поздних наложенных гидротермально-метасоматических процессов, проявленных, в том числе, в период формирования золоторудной минерализации в регионе. Во многих случаях, крайне сложно найти видимые петролого-минералогические различия в особенностях воздействия автометаморфизма и калиевого метасоматоза на исходные кислые вулканиты ХВПК, и сделать однозначные выводы об участии того или иного процесса в петрогенезисе конкретных образцов риолитов.

Источники вещества хуламского комплекса

На большинстве известных петрогенетических диаграмм для основных по составу магматических образований точки пород ХВПК чаще всего попадают в поле внутриплитных базальтов (рис. 9а-д). На диаграмме Th-Hf/3-Nb/16 (см. рис. 9г, [Wood, 1980]) они образуют компактное скопление в поле E-MORB (обогащенные базальты срединно-океанических хребтов) и внутриплитных толеитовых базальтов. Точки кислых пород ХВПК на петрогенетических диаграммах обычно сгруппированы в поле внутриплитных гранитоидов (см. рис. 9е, 9ж). На общих диаграммах, используемых для магматических пород различного состава, точки пород ХВПК обычно располагаются в поле внутриплитных вулканических зон (см. рис. 93, 9к). Таким образом, очевидно, что породы хуламского комплекса по своим геохимическим характеристикам близки континентальным внутриплитным магматическим образованиям

Известно, что на большинстве используемых в настоящее время петрогенетических диаграмм точки магматических пород, образовавшихся в постколлизионной геотектонической обстановке, попадают именно в поля внутриплитных образований, с которыми имеют по факту много идентичных геохимических характеристик. Как отмечено выше, полученные результаты U-Pb изотопного датирования подтверждают, что бимодальная ассоциация пород повышенной шелочности ХВПК образовалась в байосском-келловейском веках средней юры на завершающем этапе мезозойского цикла тектономагматической активизации Большого Кавказа. В совокупности с изотопно-геохронологическими данными рассмотренные петролого-геохимические характеристики пород могут свидетельствовать о том, что



Рис. 9. Петрогенетические диаграммы для магматических пород хуламского комплекса. а–д – для основных пород: а – [Pearce, Norry, 1979], б – [Pearce, 1982], в – [Hollocher et al., 2012], г – [Wood, 1980], д – [Meschede, 1986]; е, ж – для кислых магматических пород (трахиты и риолиты): е – [Harris et al., 1986], ж – [Pearce et al., 1984]; з–к – общие петрогенетические диаграммы для магматических пород хуламского комплекса: з – [Pearce, 1982], и – [Schandl, Gorton, 2002], к – [Cabanis, Lecolle, 1989]. WPB – внутриплитные базальты; OAB – лавы островных дуг; CA – континентальные дуги; AA – щелочные дуги; WPT – внутриплитные толеиты; WPA – внутриплитные андезиты; CAB – известково-щелочные базальты; IAT – толеиты островных дуг; VAG – граниты вулканических дуг; WPG – внутриплитные граниты; SCG – синколлизионные граниты; OG – орогенные граниты. Условные обозначения полей для рис. 9д: AI–AII – внутриплитные щелочные базальты, AII–C – внутриплитные толеитовые базальты, B – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов (P-MORB), D – нормальные базальты срединно-океани

ческих хребтов, С-В – базальты вулканических дуг. Остальные условные обозначения см. рис. 3 и 7.

магматизм хуламского комплекса развивался уже после окончания субдукции, протекавшей под регионом в ранней—средней юре [Леонов и др., 2007], окончательного закрытия северного бассейна океана Неотетис и причленения Закавказского террейна (Грузинского или Дзирульского блока) к Евразийской плите. Следовательно, изученные магматические породы с геохимическими характеристиками, близкими к таковым для континентальных внутриплитных образований, скорее всего, образовались в постколлизионной геотектонической обстановке на стадии формирования локальных зон растяжения в тыловой части бывшей континентальной окраины. Отметим, что бимодальный вулканизм весьма характерен для современных зон континентальной коллизии, где обычно развивается после окончания конвергенции литосферных плит [Лебедев и др., 2013 и др.].

На спектрах распределения микроэлементов и REE для основных пород (см. рис. 7) видно, что магматические образования ХВПК по своим геохимическим характеристикам являются промежуточными между обогащенными базальтами срединно-океанических хребтов (E-MORB, источник обычно представлен метасоматизированной астеносферной мантией) и океанических островов (OIB, источник — мантия "горячих точек" или субконтинентальная литосферная мантия). Аномальные повышенные концентрации Pb, Li и для некоторых существенно измененных основных пород — Cs, могут быть объяснены избирательной ассимиляцией этих мобильных элементов из вмещающих терригенных толщ, на фоне их крайне низкого содержания в первичных материнских расплавах.

На диаграмме Th/Yb-Ta/Yb ([Pearce, 1982], рис. 10а) точки изученных основных пород ХВПК фактически целиком располагаются в пределах поля мантийной последовательности, между конечными составами E-MORB и OIB. Заметен параллельный линии мантийной последовательности эволюционный тренд от основных к кислым разностям пород комплекса, подтверждающий ведущую роль FC-процессов в формировании этой бимодальной ассоциации. Отсутствие явного вертикального сдвига точек изученных пород в сторону полей различных верхнекоровых образований Большого Кавказа (терригенных толщ юры и гранитно-метаморфических комплексов палеозоя), широко распространенных на территории рассматриваемого региона, как уже было показано выше, существенно ограничивает роль процессов ассимиляции в петрогенезисе различных по составу образований хуламского комплекса. Положение точек габброидов, наиболее примитивных среди всех изученных пород, в области источника E-MORB на диаграмме (см. рис. 10а) позволяет предположить, что магмогенерация происходила в верхних частях астеносферной мантии, обогащенной в результате ранее протекавшей в регионе в течение длительного времени (J_{1-2}) субдукции, вблизи границы раздела астеносфера-литосфера. Как показывают расчеты В.М. Газеева с соавторами [2019], материнские расплавы основных пород ХВПК могли образоваться при частичном плавлении (<3%) шпинелевого перидотита, что свидетельствует в пользу расположения мантийного резервуара на небольших глубинах. При этом следует отметить, что отсутствие заметного Nb-Та минимума в спектрах распределения микроэлементов для основных пород (см. рис. 7) одновременно с отсутствием вертикального сдвига точек габброидов (наиболее примитивных образований хуламского комплекса) вверх от линии мантийной последовательности на рис. 10а, существенно ограничивает присутствие субдукционной компоненты в мантийном источнике, генерировавшем расплавы.

Интересно отметить, что график Th/Yb–Ta/Yb (см. рис. 10а) наглядно демонстрирует геохимическую эволюцию мантийного источника под центральной частью Большого Кавказа в юрское время, в период от начала развития здесь надсубдукционного магматизма на рубеже триаса-юры (фиагдонский комплекс, 196 ± 4 млн лет, [Гурбанов и др., 2017]) с характеристиками основных пород, соответствующих деплетированным базальтам срединно-океанических хребтов (N-MORB), через этап существования активной континентальной окраины с извержением расплавов с параметрами, промежуточными между N-MORB и E-MORB и наличием в них субдукционной компоненты (казбекский комплекс, средняя юра, [Газеев и др., 2018]), до появления уже в постколлизионной обстановке обогащенного резервуара с характеристиками магм, близкими E-MORB и отчасти даже OIB (хуламский комплекс, 167 млн лет). Можно предположить, что в течение всего периода мезозойской тектономагматической активизации Большого Кавказа под регионом существовал единый мантийный источник магматических расплавов, состав которого, однако, постепенно эволюционировал в процессе существования здесь активной континентальной окраины и протекания субдукционных процессов. Магматизм ХВПК, таким образом, относится к заключительной стадии эволюции данного мантийного источника, на которой его химический состав стал максимально обогащенным.

Эволюция геохимических характеристик мантийного источника под центральной частью Большого Кавказа в ранней – средней юре хорошо заметна также и на AFM-диаграмме для основных пород в ряду составов фиагдонский → казбекский → хуламский комплекс (см. рис. 10б) с их сдвигом из поля толеитовой в поле известковощелочной петрохимической серии. На Рb-изотопной диаграмме (см. рис. 10в), где полученные результаты анализов [Кайгородова и др., 2021в] для пород ХВПК и других магматических и метаморфических образований, известных в пределах рассматриваемого региона, пересчитаны на возраст 167 млн лет, заметна близость характеристик мантийного магмогенерирующего резервуара в периоды образования основных пород казбекского и хуламского комплексов с небольшим его обогащением ураногенным свинцом на заключительном этапе мезозойского вулканизма. Это наблюдение вполне согласуется со сделанным выше выводом о постепенном увеличении степени обогащения мантийного источника во временном диапазоне от ранней к поздней юре. Кроме того, на рис. 10в видно, что Рb в некоторых риолитах ХВПК был частично ассимилирован из палеозойской верхней коры.

Рудная специализация хуламского комплекса

Концентрации большинства рудных элементов (Ni, Co, Cr, V, Mo, W, Sn, Sb, Zn, Cd) в изверженных породах ХВПК, как в кислых, так и ос-



Рис. 10. Геохимические диаграммы для магматических пород хуламского вулкано-плутонического комплекса. а – диаграмма Th/Yb–Ta/Yb [Pearce, 1982] для магматических пород хуламского комплекса; б – AFM диаграмма для юрских магматических комплексов центральной части северного склона Большого Кавказа [Irvine, Baragar, 1971]; в – Рbизотопная диаграмма для пород хуламского комплекса. Использованы данные из работ [Гурбанов и др., 2017; Газеев и др., 2018; Лебедев и др., 2018]. UCC – средний состав верхней континентальной коры, GLOSS – средний состав морских осадков, РМ – примитивная мантия. Остальные условные обозначения – см. рис. 3 и 7.

новных разностях (см. табл. 1), находятся на уровне кларковых значений [Соловов и др., 1990]. Исключение составляет Ag и Au, концентрации которых превышают кларки на порядок (Ag: в основных породах 0.3-1.3 г/т, в кислых – 0.6-3.6 г/т; Au – 0.1-1.0 г/т), что позволяет предположить гене-

тическую связь минерализации на золоторудных объектах Безенгийского рудного района (месторождение Радужное и др.) с магматизмом хуламского комплекса.

Интересно, что на бинарной диаграмме Харкера $Cu-SiO_2$ (см. рис. 6п) заметен негативный ли-

нейный тренд. Это может свидетельствовать о том, что данный элемент в процессе кристаллизационной дифференциации на ранних стадиях магматического процесса, возможно, входил в состав кристаллизующихся пирротина и халькопирита, которые иногда присутствуют в составе самых основных разностей пород ХВПК (по данным [Коптюх и др., 1985] содержания в них серы иногда достигают 0.24 мас. %). В то же время, низкие концентрации Си и Zn в кислых породах комплекса могут говорить о том, что халькофильные элементы в рудах Аu-сульфидного месторождения Радужное, скорее всего, были заимствованы из вмещающих оруденение верхнекоровых образований.

Бериллиевая специализация, упоминаемая в статье [Газеев и др., 2019], не может считаться спецификой данного комплекса, т.к. в изученных породах содержания Ве обычно не превышают кларковых содержаний. Исключение составляют единичные образцы интенсивно метасоматически переработанных риолитов, в которых отмечаются несколько повышенные концентрации этого элемента (до 25 г/т). В.А. Горохов с соавторами [1968] предполагали, что Ве входит в состав гадолинита, единичные зерна которого были описаны в протолочках риолитов из Хуламского силла. Однако, содержания Ве в гадолините крайне низки, поэтому, вероятнее всего, этот элемент был сконцентрирован в кислом стекле матрицы.

Процессы кристаллизационной дифференциации, игравшие ведущую роль в петрогенезисе пород ХВПК, привели к заметному обогащению некоторыми несовместимыми элементами, в том числе рудными и REE, кислых вулканитов (Zr – до 2600 г/т, Nb – до 300 г/т, Ta – 30 г/т, Ce – до 400 г/т; [Кайгородова и др., 20216]). Максимальные концентрации данных элементов характерны для горизонта риолитовых лав, перекрывающих трахиты в бассейнах рек Шаудорсу и Шиле. К западу, этот горизонт прослеживается в кровле выхода трахитов в районе горы Мукол-кая. Следует отметить, что аномально высокие концентрации Рb (до 200 г/т) и Th (до 80 г/т) в некоторых единичных образцах кислых вулканитов ХВПК, скорее всего, не связаны с их накоплением в результате кристаллизационной дифференциации магм, а являются следствием воздействия на эти породы гидротермальных процессов.

Таким образом, FC-процессы, сыгравшие основную роль в формировании бимодальной ассоциации хуламского вулкано-плутонического комплекса, определили медную специализацию для основных разностей пород (предположительно) и REE-редкометальную (Zr, Nb, Ta) — для кислых [Кайгородова и др., 20216].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Магматические породы ХВПК представлены бимодальной ассоциацией габбро+трахиандезибазальты — трахиты + риолиты. Широкие вариации щелочей и соотношения K_2O/Na_2O в риолитах комплекса связаны с автометаморфическими преобразованиями на поздних стадиях магматического процесса. Возраст пород хуламского комплекса по данным U–Pb датирования цирконов соответствует батскому веку средней юры (167 ± 4 млн лет).

Изученные породы бимодальной ассоциации ХВПК представлены, главным образом, полнокристаллическими разностями, что говорит о преимущественно субвулканической природе данных магматических образований. В некоторых образцах риолитов, где можно предполагать присутствие вулканического стекла, к настоящему времени оно полностью замещено агрегатом вторичных минералов (смешаннослоистых силикатов). Основным мафическим минералом основных пород является клинопироксен; для кислых вулканитов характерно присутствие санидина.

Ведущую роль в петрогенезисе пород хуламского комплекса играли FC-процессы с выделением на ранних стадиях магматического процесса в кумулусную фазу оливина, клинопироксена, основного плагиоклаза, а также ильменита/титаномагнетита и апатита. На поздней стадии ведущей фазой FC-процесса оставался основной плагиоклаз (возможно, в ассоциации с КПШ). Ассимиляция магматическими расплавами вещества вмещающих коровых образований не имела какого-либо заметного влияния.

Магматические породы (как кислые, так и основные разности) ХВПК имеют петролого-геохимические характеристики, близкие к таковым для внутриплитных континентальных образований. Они были извержены на завершающем этапе мезозойской тектономагматической активизации Большого Кавказа (~167 млн лет) в постколлизионной геотектонической обстановке (после завершения в регионе континентальной коллизии и процессов субдукции) и, скорее всего, приурочены к локальной зоне растяжения, возникшей в тылу бывшей активной континентальной окраины.

Мантийный источник магматических расплавов ХВПК характеризуется геохимическими характеристиками, свойственными обогащенным базальтам срединно-океанических хребтов (E-MORB). Данный источник располагался на небольших глубинах, вероятно, в верхней части астеносферы, имел состав, отвечающий шпинелевому перидотиту [Газеев и др., 2019], и сформировался в результате длительных метасоматических преобразований исходной деплетированной мантии, протекавших в период существования активной континентальной окраины (J_{1-2}) и развития процессов субдукции под Большим Кавказом. Магматические образования ХВПК содержат большинство рудных элементов (за исключением Ag и Au) на уровне их кларковых значений. Кислые породы в результате FC-процессов заметно обогащены Zr, Nb, Ta и REE, что обуславливает их REE-редкометальную рудную специализацию. Петролого-геохимические особенности изученных изверженных пород дают оснований рассматривать ХВПК как рудоносный в отношении Au-сульфидной минерализации месторождения Радужное; магматическая активность играла здесь, в том числе, рудогенерирующую функцию, а контактовые зоны интрузивных тел нередко становились геохимическими барьерами, где происходило отложение рудного вещества.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность доктору геол.мин. наук А.А. Кременецкому за помощь в проведении U–Pb датирования цирконов из пород хуламского комплекса.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках базовой темы госзадания ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абих Г. Краткая заметка о моих путешествиях летом 1874 г. // Изв. Кавказ. отд. РГО. 1874. Т. 3. № 3. С. 85–87.

Ажгирей Г.Д., Баранов Г.И., Кропачев С.М. и др. Геология Большого Кавказа. Новые данные по стратиграфии, магматизму и тектонике на древних и Альпийском этапах развития складчатой области Большого Кавказа. М.: Недра, 1976. 263 с.

Барановский А.Ф., Белуженко Е.В. Поисковые работы на рудное золото на флангах Левобережного рудного поля (Кабардино-Балкарская республика). Нальчик, 2014. 207 с.

Безносов Н.В., Казакова В.П. О возрасте вулканогенной толщи Центральной Балкарии // Советская геология. 1959. № 6. С. 130–133.

Безносов Н.В., Бурштар М.С., Вахрамеев В.А. и др. Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. М.: Недра, 1973. 194 с.

Борсук А.М., Масуренков Ю.П. Об эксплозивных формах интрузивного процесса // Известия АН СССР. Серия геол. 1964. № 4. С. 38–55.

Борсук А.М., Цветков А.А. Мезозойские магматические формации междуречья Черек Балкарский–Чегем на Северном Кавказе // Известия АН СССР. Серия геол. 1973. № 11. С. 15–26.

Борсук А.М., Цветков А.А., Лезин С.И. Пропилитизированные породы Горной Балкарии (Северный Кавказ) и связанная с ними рудная минерализация // Известия АН СССР. Серия геол. 1977. № 11. С. 37–52. Гаврилов Ю.О. Осадконакопление в ранне- и среднеюрском водоеме Большого Кавказа (в связи с трансгрессиями и регрессиями) // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 2. С. 3–15.

Гаврилов Ю.О., Соколова А.Л., Ципурский С.И. Терригенные отложения Центрального Кавказа в различных обстановках постдиагенетических преобразований (нижняя и средняя юра) // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 6. С. 42–66.

Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Кондрашов И.А. Основные породы среднеюрского задугового дайкового пояса Большого Кавказа (геохимия, вопросы петрогенезиса и геодинамическая типизация) // Геология и геофизика Юга России. 2018. № 2. С. 16–29.

Газеев В.М., Гурбанов А.Г., Кондрашов И.А. Мезозойские субщелочные породы центральной части Северного Кавказа: геодинамическая типизация, геохимия и минерагения // Геология и геофизика Юга России. 2019. Т. 9. № 3. С. 48–62.

Герасимов В.Ю., Гаранин В.К., Письменный А.Н., Энна Н.Л. Новые данные о проявлении мезозойского магматизма в Бечасынской зоне Большого Кавказа и оценка возраста регионального метаморфизма // Вестник МГУ. Серия геология. 2015. № 4. С. 62–73.

Горохов В.А., Забелов Н.Ф., Шилкин В.Н. Отчет о результатах работ по изучению перспектив редкометальности (бериллиеносности) вулканогенных образований мезозоя в междуречье Чегема–Черека Балкарского за 1967 год. Ессентуки, 1968. 192 с.

Григорчук Г.Ю., Крыжевич С.С., Мусихин В.П. и др. Перспективная оценка золото-серебряных рудопроявлений на Безенгийском рудном поле на основе изучения геологических и физико-химических условий минерализации // Промежуточный отчет по работам 1978–1979 гг. Львов, 1980. 232 с.

Гурбанов А.Г., Газеев В.М., Лексин А.Б. и др. Палеогеодинамические реконструкции и минерагения раннеюрского базальт-гипербазитового фиагдонского комплекса (Республика Северная Осетия – Алания, Кавказ, РФ) по петрохимическим, геохимическим и изотопным данным // Геология и геофизика Юга России. 2017. № 4. С. 22–38.

Давиденко В.П., Гагиев Р.Н. Отчет о поисково-оценочных работах на Безенгийском участке диабазовых порфиритов за 1988–1989 гг. Нальчик, 1993. 59 с.

Долгих А.Г. Мезокайнозойский магматизм Северного Кавказа // Материалы докладов II регионального петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тбилиси, 1978. С. 173–179.

Дрыжак Ю.И., Коновалова Е.С. Отчет о результатах изучения вещественного состава золото-серебряного оруденения рудоносных зон объекта № 0 за 1977–1979 гг. Ессентуки, 1979. 180 с.

Кайгородова Е.Н., Лебедев В.А., Чернышев И.В., Якушев А.И. Проявления неоген-четвертичного магматизма в Восточной Балкарии (Северный Кавказ, Россия): изотопно-геохронологические данные // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021а. Т. 496. № 1. С. 36–44.

Кайгородова Е.Н., Набелкин О.А., Карташов П.М., Лебедев В.А. Редкоземельная и ниобиевая минерализация в трахитах и риолитах хуламского вулкано-плутонического комплекса, Северный Кавказ // Минералогия. 2021б. Т. 7. № 4. С. 33–47.

Кайгородова Е.Н., Чугаев А.В. Источники вещества золото-сульфидного месторождения Радужное (КБР) по изотопно-геохимическим данным // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Владивосток, 2021в. С. 48–51.

Калинин Л.С., Разумеев В.И., Борисенко А.А. и др. Отчет партии № 4 о результатах поисково-оценочных работ на Радужном участке и поисковых геохимических и геофизических работ на флангах Безенгийского рудного поля на коренное золото за 1976–1979 гг. Нальчик, 1979. 176 с.

Коптюх Ю.М., Семенюк Н.П., Веремеенко Л.И., Кулибаба В.М. Отчет по хоздоговору № 3/82 "Изучение вулканизма и связи с ним процессов метасоматоза и оруденения в зонах активизации Кабардино-Балкарии". Киев, 1985. 119 с.

Лебедев А.П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа // Труды ИГН АН СССР. 1950. Вып. 113. 174 с.

Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Гольцман Ю.В. и др. Геохронология процессов магматизма, метасоматоза и рудообразования в Верхнеурмийском рудном поле (Хабаровский край, Россия) // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 1. С. 70–83.

Лебедев В.А., Чугаев А.В., Парфенов А.В. Возраст и генезис золото-сульфидной минерализации на Танадонском месторождении (Большой Кавказ, Республика Северная Осетия – Алания) // Геология рудных месторождений. 2018. Т. 60. № 4. С. 371–391.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. СПб., 1913. 262 с.

Лезин С.И., Стативкин Э.В. Селиверстов В.В. и др. Отчет о поисковых работах на золото-серебряное и полиметаллическое оруденение на Радужном (Хуламском) участке за 1975–1976 гг. Нальчик, 1976. 156 с.

Леонов Ю.Г., Демина Л.И., Копп М.Л. и др. Большой Кавказ в Альпийскую эпоху. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.

Ломизе М.Г., Суханов М.К. Дайковый пояс Большого Кавказа: среднеюрская задуговая структура? // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2006. Т. 81. Вып. 6. С. 9–15.

Малкин З.М. О вычислении средневзвешенного значения // Сообщения Института прикладной астрономии РАН. 2001. № 137. 13 с.

Мезенина Т.В., Аксаментов Е.В., Андреев Ю.П. и др. Отчет партии № 4 о результатах детальных поисков близповерхностного золото-серебряного оруденения на участках Кишлык-су, Кардан, Правобережный и зоне II Безенгийского рудного поля за 1979–1982 гг. Нальчик, 1982. 113 с.

Панов Д.И., Гущин А.И. Структурно-фациальное районирование территории Большого Кавказа для ранней и средней юры и регионально-стратиграфическое расчленение нижнее-среднеюрских отложений // Геология и полезные ископаемые Большого Кавказа. М.: Наука, 1987. С. 124–139.

Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.

Письменный А.Н., Терещенко В.В., Перфильев В.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200000. Издание второе. Серия Кавказская. Лист К-38-VIII, XIV (Советское). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 190 с Потапенко Ю.Я. Геология Карачаево-Черкессии. Карачаевск: Изд-во КЧГУ, 2004. 154 с.

Снежко В.А., Шарпенок Л.Н. Мезозойские вулканиты восточной части Центрального Кавказа и их петрохимические особенности // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всеросс. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 2. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. С. 520–523.

Соловов А.П., Архипов А.Я., Бугров В.А. и др. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых. М.: Недра, 1990. 335 с.

Сомин М.Л. Структура герцинского основания Передового хребта Большого Кавказа: новая трактовка // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVIII Тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2005. С. 228–230.

Спасский Н.В., Аксаментов Е.В. Отчет о результатах общих поисков золото-серебряного оруденения в междуречье Черек Безенгийский-Псыгансу в 1978–1982 гг. Нальчик, 1982. 156 с.

Цветков А.А. Мезозойский магматизм центральной части Северного Кавказа (междуречье Чегем-Фиагдон). М.: Наука, 1977. 183 с.

Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoric and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.

Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the alkali-silica diagram // J. Petrol. 1986. V. 27. P. 745–750.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chemical Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.

Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale // Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre. 1989. V. 309. P. 2023– 2029.

Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes 2013. V. 36. P. 199–204. (updated in 2020).

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. Geochemical characteristics of collision- zone magmatism // Collision Tectonics / Eds M.P. Coward, A.C. Ries // Geological Society London Special Publications. 1986. V. 19. P. 67–81.

Hess J.C., Aretz J., Gurbanov A.G. et al. Subduction-related Jurassic andesites in the northern Great Caucasus // Geologische Rundschau. 1995. V. 84. № 2. P. 319–333.

Hollocher K., Robinson P., Walsh E., Roberts D. Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Storen Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, western gneiss region, Norway: A key to correlations and paleotectonic settings // American Journal of Science. 2012. V. 312. P. 357–416.

Irvine T.M., Baragar W.R. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks // Canadian J. Earth Sciences. 1971. V. 8. P. 523–548.

Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // Geol. Soc. London. Memoirs. 2004. V. 30. P. 69-74.

Ludwig K.R. SQUID 1.12 A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. 2005a. 22 p.

Ludwig K.R. User's manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. 2005b. 71 p.

Le Maitre R.W. The Chemical Variability of Some Common Igneous Rocks // J. Petrol. 1976. V. 17. P. 589–598.

Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. 1986. V. 56. P. 207-218.

Pearce J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks / Ed. R.S. Thorpe. Chichester: John Wilev & Sons, 1982. P. 525-548.

Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. V. 69. P. 33-47.

Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956–983.

Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos. 1989. V. 22. P. 247-263.

Shand S.J. Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite. N. Y.: John Wiley and Sons, 1943. 444 p.

Schandl E.S., Gorton M.P. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments // Economic Geology. 2002. V. 97. P. 629-642.

Somin M.L. Pre-Jurassic Basement of the Greater Caucasus: Brief Overview // Turkish J. Earth Sciences. 2011. V. 20. P. 545-610.

Stacev J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207-221.

Steiger R.H., Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V. 36. P. 359-362.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in Ocean Basins / Eds A.D. Saunders, M.J. Norry // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313-345.

Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F. et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostandard. Newslett. 1995. V. 19. P. 1-23.

Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // Rev. Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1-35.

Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // Earth Planet. Sci. Lett. 1980. V. 50. P. 11-30.

The Age, Petrological-Geochemical Characteristics, and Origin of Igneous Rocks of the Middle Jurassic Khulam Volcano-Plutonic Complex (North Caucasus)

E. N. Kaigorodova^{1,} * and V. A. Lebedev¹

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry Russian Academy of Sciences, Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia *e-mail: katmsu@mail.ru

The paper presents new petrological-geochemical and isotope-geochronological data on the igneous rocks of Khulam volcano-plutonic complex in the central part of North Caucasus (Kabardino-Balkaria). It has been shown that moderately-alkaline rocks of Khulam Complex are represented by bimodal association gabbro + basaltic trachyandesite and trachyte + rhyolite. The fraction crystallization had a leading role in the formation of this bimodal association. The assimilation of crustal material by magmatic melts did not have noticeable importance. According to the results of U-Pb and K-Ar dating, the rocks of Khulam Complex were formed in the Middle Jurassic (Bajocian–Callovian, 167 ± 4 Ma). It has been established that the studied rocks of Khulam Complex have the geochemical features close to those of intraplate continental igneous rocks. They were erupted in post-collisional geotectonic settings (after the termination of subduction under considered region) within the local extending zone which created in the rear of former continental margin. Generally, the magmatic melts of Khulam Complex generated by mantle source under considered region in the Middle Jurassic had the geochemical characteristics peculiar to enriched basalts of middle-oceanic ridge (E-MORB).

Keywords: North Caucasus, Kabardino-Balkaria, Khulam Complex, Jurassic magmatism, isotope dating, U–Pb method, K–Ar method, petrological-geochemical characteristics of rocks, magmatic melt sources

УДК 550.34.01

О ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ЗАКОНАХ ФИЗИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2022 г. А. В. Гульельми^{а,} *, О. Д. Зотов^{а, b,} **, А. Д. Завьялов^{а,} ***, Б. И. Клайн^{b,} ****

^аИнститут физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, ул. Большая Грузинская, 10, стр. 1, Москва, 123242 Россия ^bГеофизическая обсерватория "Борок" ИФЗ РАН, поселок Борок, Некоузский район, Ярославская обл., 152742 Россия

> *e-mail: guglielmi@mail.ru **e-mail: ozotov@inbox.ru ***e-mail: zavyalov@ifz.ru ****e-mail: klb314@mail.ru Поступила в редакцию 17.09.2021 г. После доработки 12.11.2021 г. Принята к публикации 24.12.2021 г.

Статья посвящена законам Омори и Бата, описывающим свойства афтершоков сильных землетрясений. Мы переформулировали закон Омори, представив его в виде дифференциального уравнения эволюции афтершоков. Это дало возможность ввести представление о коэффициенте деактивации очага землетрясения, "остывающего" после главного удара. В ходе работы обнаружена сильная зависимость коэффициента деактивации от магнитуды главного удара. В случае закона Бата мы определили величину разности между магнитудой главного удара и магнитудой сильнейшего афтершока на начальном этапе эволюции афтершоков. Кроме того, мы видоизменили постановку задачи, ввели представление о так называемых "зеркальных" форшоках и установили для них закон, аналогичный закону Бата.

Ключевые слова: закон Омори, закон Бата, главный удар, афтершок, форшок, уравнение эволюции **DOI:** 10.31857/S020303062202002X

введение

В физике землетрясений широко используются три эмпирических закона, а именно, закон Омори [Omori, 1894], закон Гутенберга–Рихтера [Gutenberg, Richter, 1956] и закон Бата [Bath, 1965]. Этим законам посвящена богатейшая энциклопедическая, монографическая и обзорная литература (см. например, [Richter, 1958; Kasahara, 1981; Гульельми, 2015, 2017; Завьялов и др., 2020]). Во многих оригинальных научных статьях эти три закона используются при систематизации наблюдений, при поиске вариантов теоретической интерпретации законов, а также при поиске новых законов, закономерностей и свойств землетрясений — этого исключительно сложного и опасного природного явления.

В данной статье мы сосредоточили внимание на двух законах, а именно, на законе Омори и законе Бата, описывающих свойства афтершоков сильных землетрясений. Мы попытались взглянуть на законы с необычной точки зрения. Вполне понятно, что каждый закон был открыт в процессе работы, в которой ставилась конкретная исследовательская задача, а сам закон был сформулирован в определенных физико-математических терминах [Omori, 1894; Bath, 1965]. Мы попытались, преследуя исключительно методические цели, варьировать постановку задачи и/или переформулировать закон. Иногда попытки такого рода дают интересные результаты.

Наш подход оказался особенно успешным в отношении закона Омори. Мы переформулировали закон, записали его в виде дифференциального уравнения, и ввели представление о коэффициенте деактивации очага землетрясения. Модифицированная теория предсказала уменьшение коэффициента деактивации с увеличением магнитуды главного удара землетрясения. Экспериментальное исследование полностью подтвердило теоретическое предсказание.

В случае закона Бата мы определили величину разности между магнитудой главного удара и магнитудой сильнейшего афтершока на начальном этапе эволюции афтершоков. Кроме того, мы видоизменили постановку задачи, ввели представление о так называемых "зеркальных" форшоках и установили, что они подчиняются закону, аналогичному закону Бата.

ЗАКОН ОМОРИ

Теория

Перед Омори стояла задача найти математическое выражение, описывающее уменьшение ча-



Рис. 1. Распределение событий во времени. График построен методом наложения эпох. Время отсчитывается от момента главного удара.

стоты афтершоков n(t) с течением времени. Он весьма удачно выбрал алгебраическую формулу n = k/t, в которой k — некоторый феноменологический параметр, причем $t \ge t_0$, где $t_0 > 0$ — более или менее произвольный момент начала отсчета частоты афтершоков. Мы переформулировали задачу: найти дифференциальное уравнение, описывающее временную эволюцию афтершоков [Guglielmi, 2016]. Оказалось, что закон Омори получается из решения уравнения

$$\frac{dn}{dt} + \sigma n^2 = 0. \tag{1}$$

Здесь σ – так называемый коэффициент деактивации очага землетрясения, "остывающего" после главного удара. Представление о деактивации очага и запись закона эволюции афтершоков в виде дифференциального уравнения (1) открывают интересные возможности для поиска обобщений теории и для поиска новых способов анализа экспериментального материала (см. например, [Зотов и др., 2018; Zotov et al., 2018; Гульельми и др., 2019; Faraoni, 2020; Guglielmi et al., 2020; Guglielmi, Klain, 2020; Гульельми и др., 2021; Zotov, Zavyalov, 2021]).

Мы используем уравнение эволюции (1) для того, чтобы сделать предсказание о зависимости коэффициента деактивации σ от магнитуды M_0 главного удара, а затем проверим это предсказание на опыте. Сделаем в уравнении (1) замену переменной $n \rightarrow g = 1/n$ и перепишем закон Омори в наипростейшей форме

$$\frac{dg}{dt} = \sigma. \tag{2}$$

Решение $g = g_0 + \sigma t$ уравнения (2) используем для вычисления количества афтершоков N на интервале [0,T]:

$$N = \int_{0}^{T} \frac{\mathrm{d}t}{g(t)} = \frac{1}{\sigma} \ln \left[1 + \left(\frac{T}{g_0} \right) \sigma \right]. \tag{3}$$

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 2 2022

Мы видим, что *N* есть монотонно убывающая функция σ. Другими словами,

$$\frac{dN}{d\sigma} < 0. \tag{4}$$

С другой стороны, опыт показывает, что количество афтершоков N в среднем тем больше, чем выше магнитуда главного удара M_0 :

$$\frac{dN}{dM_0} > 0. \tag{5}$$

Из неравенств (4) и (5) следует неравенство

$$\frac{d\sigma}{dM_0} < 0. \tag{6}$$

Итак, теория предсказывает, что коэффициент деактивации очага σ есть монотонно убывающая функция магнитуды главного удара M_0 .

Эксперимент

Для экспериментальной проверки неравенства (6) мы использовали данные о землетрясениях, которые произошли на Земле с 1973 по 2019 гг. и были представлены в мировом каталоге землетрясений USGS/NEIC (https://earthquake. usgs.gov).

Было найдено 2508 главных ударов с магнитудой $M_0 \ge 6$ и глубиной гипоцентра, не превышающей 250 км. Для каждого главного удара была определена круговая эпицентральная зона с радиусом R. Если принять, что характерный размер очаговой зоны L = 2R, то тогда величина L определяется по формуле

$$L = 0.43M_0 - 1.27. \tag{7}$$

Здесь *L* выражена в километрах [Завьялов, Зотов, 2021]. Событие по определению есть подземный толчок с магнитудой $M < M_0$, который произошел в эпицентральной зоне в интервале ±20 ч относительно момента главного удара. Всего было накоплено 1618 событий до, и 30837 событий после главного удара. Рис. 1 дает представление о распределении событий во времени.

Мы проверили, выполняется ли неравенство (5). Результат проверки представлен на рис. 2. Формула

$$\lg N = -\alpha + \beta M_0 \tag{8}$$

аппроксимирует найденную зависимость. Здесь $\alpha = 3.7, \beta = 0.7$. Коэффициент детерминации весьма высокий ($R^2 = 0.92$), так что неравенство (5), которое вытекает из (8), можно считать вполне обоснованным.

Рис. 3 показывает результат измерений σ при различных значениях M_0 . Для измерений σ мы воспользовались методикой, разработанной при



Рис. 2. Зависимость количества афтершоков от магнитуды главного удара на интервале от 0 до 20 ч.

составлении Атласа Афтершоков [Гульельми и др., 2019; Завьялов и др., 2020; Guglielmi et al., 2020].

Мы видим, что в среднем σ монотонно уменьшается с ростом величины M_0 . Зависимость $\sigma(M_0)$ аппроксимируется формулой

$$\sigma = A - BM_0, \tag{9}$$

где A = 0.64, B = 0.07 при достаточно высоком коэффициенте детерминации ($R^2 = 0.82$). Таким образом, неравенство $d\sigma/dM_0 < 0$ надежно подтверждается прямыми измерениями.

ЗАКОН БАТА

Классическая триада

В систематике землетрясений особый класс образуют последовательности событий, которые образуют своеобразное триединство: форшоки– главный удар–афтершоки. Магнитуда главного удара M_0 всегда превышает магнитуды форшоков M_- и афтершоков M_+ , причем $M_+ > M_-$ и $N_+ > N_-$, где N_- и N_+ – количества форшоков и афтершоков на одинаковых интервалах времени до и после главного удара соответственно. Такого рода последовательности предложено называть классической триадой [Гульельми, 2015].

Закон Бата гласит, что разность между магнитудой главного удара и магнитудой сильнейшего афтершока $\Delta M = M_0 - M_{+max}$ в классической триаде приблизительно постоянна в том смысле, что почти не зависит от M_0 . В литературе обычно приводится значение $\Delta M = 1.1-1.2$ (см. например



Рис. 3. Зависимость коэффициента деактивации очага землетрясения от магнитуды главного удара.

[Richter, 1958]). Укажем здесь на содержательные работы [Lombardi, 2002; Helmstetter, Sornette, 2003; Apostol, 2020], посвященные экспериментальной проверке и поиску теоретической интерпретации закона.

Мы предприняли пилотный анализ закона Бата, используя материал наблюдений, отобранный для исследования зависимости $\sigma(M_0)$. Рис. 4 прекрасно иллюстрирует сущность закона. Синяя линия

$$M_{+\max} = -C + DM_0 \tag{10}$$

аппроксимирует экспериментальные точки. Здесь $M_{+\max}$ – магнитуда сильнейшего афтершока на интервале от 0 до 20 ч, C = 0.53, D = 0.85, $R^2 = 0.84$. Черная линия $M_{+\max} = M_0$ проведена для наглядности. Мы видим стабильную величину разности между синей и черной линиями, которая, возможно, немного увеличивается с ростом M_0 . Для проверки указанной возможности мы построили график зависимости $\Delta M = M_0 - M_{+\max}$ от M_0 . Однако коэффициент детерминации $R^2 = 0.13$ слишком мал. Таким образом, мы не можем утверждать, что ΔM зависит от M_0 .

В среднем по всем нашим измерениям $\Delta M = 1.6$. Эта величина примерно в полтора раза выше, чем та, которая обычно указывается в связи с законом Бата. Расхождение между нашими измерениями ΔM и литературными данными, вероятно, связано с тем, что наша выборка афтершоков ограничена интервалом времени 0–20 ч после главного удара. В этой связи мы хотим обратить внимание на неполноту стандартной фор-



Рис. 4. Сопоставление магнитуд сильнейших афтершоков и магнитуд главных ударов (точки). Синяя линия аппроксимирует экспериментальные точки. Черная линия проведена для наглядности.

мулировки закона Бата. А именно, в дополнение к указанию величины $\Delta M = 1.1-1.2$ следовало бы указывать вероятное время ожидания появления сильнейшего афтершока. Недостаточно сказать, что рано или поздно возникнет сильнейший афтершок с магнитудой, не превышающей определенной величины. Необходимо ответить хотя бы ориентировочно на естественный вопрос о том, когда это произойдет. В этом направлении предстоит еще дополнительная работа. Судя по нашей оценке, сильнейший афтершок чаще всего появляется на интервале от недели до месяца после главного удара.

Зеркальная триада

В соответствии с нашей методологической установкой, указанной во Введении, попытаемся переформулировать постановку задачи, которую в свое время решил Бат. Во-первых, произведем селекцию землетрясений по следующему признаку: $M_+ < M_-$, $N_+ < N_-$. Другими словами, пусть форшоки будут более сильными и более многочисленными, чем афтершоки. Во-вторых, найдем зависимость от M_0 разности $\Delta M = M_0 - M_{-max}$ для такой разновидности редких, но весьма интересных триад. Будем называть их зеркальными триадами.

На рис. 5 представлено распределение событий во времени в зеркальных триадах. На интервале времени с 1973 по 2019 гг. было найдено 2430 реперов (главных толчков) с магнитудами $5 \le M \le 6$, 4183 форшоков и 201 афтершок. Мы видим, что в качественном отношении распределение является зеркальным по отношению к тому, что показано на рис. 1.



Рис. 5. Распределение событий во времени для зеркальных триад. График построен методом наложения эпох.

Таким образом, мы обнаружили, что для форшоков в зеркальных триадах выполняется закон, аналогичный закону Бата для афтершоков в классических триадах (рис. 6). Зависимость магнитуды сильнейшего форшока от магнитуды репера аппроксимируется формулой

$$M_{-\rm max} = 1.5 + 0.61 M_0, \tag{11}$$

причем коэффициент детерминации весьма велик: $R^2 = 0.97$. Величина разности ΔM в данном случае увеличивается от 0.45 при $M_0 = 5$ до 0.84 при $M_0 = 6$.

При исследовании закона Бата для зеркальных триад мы обнаружили, что заметная часть реперов не имеет афтершоков. Естественно возникает вопрос, не существуют ли достаточно сильные уединенные землетрясения, не имеющие на заданном интервале времени ни афтершоков, ни форшоков. Пилотный анализ показал, что такие vединенные события действительно происходят. Мы назвали их Grande terremoto solitario (итальянский яз.) (Большое уединенное землетрясение) или сокращенно GTS. В период с 1973 по 2019 гг. обнаружено 2498 GTS (на интервале 20 ч до репера и 20 ч после него землетрясения не наблюдались). На рис. 7 показано распределение числа GTS по магнитудам. Оно хорошо аппроксимируется распределением Гутенберга-Рихтера

$$\lg N = a - bM \tag{12}$$

со следующими параметрами: a = 11.3, b = 1.4.

ОБСУЖДЕНИЕ

По закону Бата совокупность магнитуд афтершоков конкретного события образует множество чисел $\{M_+\}$, не превышающих числа $M_{+max} = M_0 - \Delta M$. У нас возник вопрос, что можно сказать о *минимальной* магнитуде в совокупности $\{M_+\}$, и как она соотносится с магнитудой главного удара? Мы не знаем ответа. Да и сам вопрос может показаться надуманным. Но, строго говоря, если конечная минимальная магнитуда существует, то с формальной точки зрения закон Омори [Omori,



Рис. 6. Закон Бата для форшоков в зеркальных триадах.

1894] противоречит закону сохранения энергии. В самом деле, если W есть мощность потока афтершоков и выполняется закон Омори n = k/t, то полная энергия афтершоков

$$E = \lim_{t_0} \int_{t_0}^{t} W(t') dt' \propto \lim \ln t^k, \quad t \to \infty$$
(13)

равна бесконечности.

Формулировка закона в виде уравнения эволюции (1) позволяет избежать противоречия. В самом деле, достаточно предположить, что коэффициент деактивации $\sigma(t)$ зависит от времени. Тогда вместо формулы Омори будем иметь

$$n(t) = \frac{n_0}{1 + n_0 \tau(t)},$$
(14)

где $n_0 = n(0)$ и

$$\tau = \int_{0}^{t} \sigma(t') dt'.$$
 (15)

В этом случае энергия Е конечна, если в асимптотике о достаточно быстро увеличивается с течением времени.

Итак, мы предполагаем, что о зависит от времени. Не противоречит ли это линейной зависимости $g(t) = g_0 + \sigma t$, которую мы использовали в двух предыдущих разделах статьи, и которая выполняется лишь в том случае, если $\sigma = \text{const}? \ \Pi e$ ло здесь в следующем. Опыт составления Атласа Афтершоков [Гульельми и др., 2019; Завьялов и др., 2020; Guglielmi et al., 2020] показал, что коэффициент деактивации действительно испытывает сложные вариации в процессе релаксации очага после образования магистрального разрыва. Однако на первом этапе эволюции $\sigma = \text{const.}$ Интервал времени, на котором $\sigma = \text{const}$, мы называем эпохой Омори. Продолжительность эпохи Омори изменяется от нескольких дней до многих



Рис. 7. Распределение по магнитудам сильных уединенных землетрясений. Прямая линия соответствует распределению Гутенберга-Рихтера.

десятков дней. Измерения σ , результат которых использован при построении рис. 5, в этом отношении вполне корректны, поскольку производились на интервале от 0 до 15 ч после главного удара, т.е. заведомо в эпоху Омори.

Заметим, что в работе [Завьялов и др., 2020] указана тенденция к увеличению продолжительности эпохи Омори с ростом магнитуды главного удара. По нашему мнению, указанная тенденция заслуживает дальнейшего изучения.

Запись закона Омори в форме уравнения (1) открывает интересные возможности для обобщений теории. Естественным обобщением уравнения (1) является логистическое уравнение:

$$\frac{dn}{dt} = n(\gamma - \sigma n). \tag{16}$$

Вместо (16) можно использовать уравнение

l

$$\frac{dg}{dt} + \gamma g = \sigma. \tag{17}$$

Здесь у есть второй феноменологический параметр нашей теории. О моделировании землетрясений на базе логистического уравнения см. в работах [Guglielmi, Klain, 2020; Guglielmi, 2021].

Более широкое обобшение мы находим при поиске моделей пространственно-временного распределения n(x,t) афтершоков. Интересный результат был получен при добавлении члена kn'_{xx} в правую часть уравнения (16):

$$\frac{\partial n}{\partial t} = n(\gamma - \sigma n) + k \frac{\partial^2 n}{\partial x^2}.$$
(18)

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ 2022 № 2

Уравнение (18) имеет решения в виде медленных нелинейных волн [Колмогоров и др., 1937], которые напоминают волнообразную структуру пространственно-временного распределения афтершоков, обнаруженную в работе [Zotov et al., 2018]. Трехпараметрическую модель (18) иногда называют уок—моделью.

В связи с законом Омори нелишне также будет упомянуть работу [Flannigan et al., 2020]. В этой работе авторы обратили внимание на аналогию между эффектом Баркгаузена в ферроэлектрике и таким явлением, как релаксация очага землетрясения за счет переупаковки структурных элементов литосферы и потрескивание в виде афтершоков, сопровождающем релаксацию.

Говоря о законе Омори n = k/t, нельзя не сказать о двухпараметрическом законе $n = k/t^p$ Хира-Ho-YTCY [Hirano, 1924; Hirano et al., 1995]. MHoroчисленные измерения свидетельствуют, что параметр р изменяется от случая к случаю и от места к месту от 0.7 до 1.5, причем в среднем p = 1.1 (см. обзор [Гульельми, 2017] и указанную в нем литературу). Сделаем замену переменной $n \rightarrow g = 1/n$. Закон Хирано–Утсу предстанет в форме $g = t^p/k$. Коэффициент деактивации $\sigma = dg/dt$ в этом случае равен $\sigma = (p/k)t^{p-1}$. Следовательно, при $p \neq 1$ не существует эпохи Омори, что резко противоречит наблюдениям [Гульельми и др., 2019; Завьялов и др., 2020; Guglielmi et al., 2020]. Таким образом, закон Хирано–Утсу неприемлем. В эпоху Омори выполняется закон Омори в оригинальной формулировке [Omori, 1894], или в форме уравнения эволюции (1) при $\sigma = \text{const.}$

При исследовании закона Бата мы обнаружили зеркальные триады – особую разновидность последовательности подземных толчков. Предварительный анализ зеркальных триад указывает на возможное существование GTS – изолированных (уединенных) землетрясений достаточно большой магнитуды (M > 6). Происхождение GTS пока что не вполне ясно. Возможно, система разломов в окрестности гипоцентра GTS характеризуется необычным распределением порогов разрушения, в котором единичный разлом достаточно большой площади обладает аномально низким порогом. После образования магистрального разрыва, проявившегося в форме GTS, остаточное напряжение в окрестности гипоцентра недостаточно велико для того, чтобы активизировались другие разломы.

В заключении данного раздела статьи мы хотим со всеми необходимыми оговорками высказать осторожное суждение по вопросу о происхождении зеркальных триад. Допустим, что система разломов в некотором объеме горных пород находится под воздействием медленно растущего напряжения сдвига τ. Пороговое напряжение τ_{*}, при котором происходит разрыв (разрушение) и борта разлома испытывают взаимное перемещение друг относительно друга, вообще говоря, тем ниже, чем больше линейные размеры разлома *l*: $\tau_* = C/l^m$, где m > 0, а C – размерный коэффициент пропорциональности, зависящий от свойств горных пород в выделенном объеме. Тогда пороговое значение τ_{*} первым будет достигнуто у самого крупного разлома. Его разрушение проявляется в виде главного удара землетрясения с магнитудой M_0 . Если параметр C равномерно распределен по объему очага, то форшоков не возникает. Но при этом афтершоки появляются по той причине, что после главного удара общее внешнее напряжение частично снимается. Оставшееся напряжение перераспределяется по очагу, возникают локальные перенапряжения, причем таким образом, что более мелкие разломы, чем тот, который породил главный удар, могут активизироваться и дать повторные подземные толчки. Так можно представить появление укороченной классической триады, в которой форшоки отсутствуют.

В ряде случаев специфическое распределение разломов по величине *l* и распределение локальных напряжений могут оказаться такими, что ни один афтершок не возбудится. Возможно такая ситуация возникает при появлении GTS.

Появление зеркальной триады можно понять, если допустить, что параметр C распределен неоднородно по объему, а точнее, что существует сильный разброс значений C(l). Тогда возможна ситуация, когда перед тем, как будет разрушен самый крупный разлом, могут активизироваться более мелкие разломы и возникнут форшоки. Появится триада тектонических землетрясений. Будет она классической, или зеркальной зависит от распределения разломов по величине l, от дисперсии коэффициента C(l), и от мозаики локальных напряжений, возникших после главного удара.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Богатейший опыт изучения классических законов физики землетрясений можно с успехом использовать для развития теории и для поиска новых подходов к анализу экспериментального материала. Примененный нами методический прием прост и состоит в том, что при исследовании закона Омори мы переформулировали закон, представив его в виде уравнения эволюции афтершоков. Это дало возможность поставить вопрос о зависимости коэффициента деактивации очага от магнитуды главного удара. Результат состоит в том, что теоретически предсказано и экспериментально обнаружено монотонное уменьшение коэффициента деактивации при увеличении магнитуды главного удара. Мы уверены, что обнаружение других зависимостей такого рода приблизит нас к физической интерпретации коэффициента деактивации.

При анализе закона Бата мы переформулировали постановку задачи и в результате обнаружили малочисленную, но исключительно интересную разновидность последовательности подземных толчков, названную нами зеркальной триадой. Для форшоков зеркальной триады установлен закон, аналогичный закону Бата для афтершоков. Обнаружено, что величина разности между магнитудой главного удара и магнитудой сильнейшего форшока увеличивается с ростом магнитуды главного удара.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны А.С. Потапову за интерес к работе и ценные советы и благодарят сотрудников Геологической службы США за предоставление каталогов землетрясений.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с планом государственных заданий ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Гульельми А.В. Форшоки и афтершоки сильных землетрясений в свете теории катастроф // УФН. 2015. Т. 185. № 4. С. 415–439.

https://doi.org/10.3367/UFNr.0185.201504f.0415

Гульельми А.В. Закон Омори (из истории геофизики) // УФН. 2017. Т. 187. № 3. С. 343–348.

Гульельми А.В., Клайп Б.И., Завьялов А.Д., Зотов О.Д. Феноменологическая теория афтершоков сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2021. № 6. С. 14–20.

Гульельми А.В., Завьялов А.Д., Зотов О.Д. Проект создания атласа афтершоков сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2019. № 6. С. 79–84.

Завьялов А.Д., Гульельми А.В., Зотов О.Д. Три проблемы физики афтершоков // Вулканология и сейсмология. 2020. № 5. С. 67-80.

Завьялов А.Д., Зотов О.Д. Новый способ определения характерного размера очаговой зоны // Вулканология и сейсмология. 2021. № 1. С. 22–29. https://doi.org/10.31857/S0203030621010065

Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир, 1981. 284 с.

Колмогоров А.Н., Петровский И.Г., Пискунов Н.С. Исследование уравнения диффузии, соединенной с возрастанием количества вещества и его применение к одной биологической проблеме // Бюлл. МГУ. Математика и механика. 1937. Т. 1. № 6. С. 1–26.

Apostol B.F. Bath's law, correlations and magnitude distributions // arXiv:2006.07591v1 [physics.geo-ph]. 13 Jun 2020. P. 1–23.

Bath M. Lateral inhomogeneities of the upper mantle // Tectonophysics. 1965. V. 2. P. 483–514.

Faraoni V. Lagrangian formulation of Omori's law and analogy with the cosmic Big Rip // Eur. Phys. J. C. 2020. V. 80(5). 445.

https://doi.org/10.1140/epjc/s10052-020-8019-2

Flannigan C., Tan C.D., Scott J.F. Electrical studies of Barkhausen switching noise in ferroelectric lead zirconate titanate (PZT) and BaTiO₃: critical exponents and temperature-dependence // J. Phys.: Condens. Matter. 2020. V. 32. 055403.

Guglielmi A.V. Interpretation of the Omori law // arXiv: 1604.07017 [physics.geo-ph]. 24 Apr 2016. P. 1–5.

Guglielmi A.V. Equation of the aftershocks and its phase portrait // arXiv:2106.10864 [physics.geo-ph]. 21 Jun 2021. P. 1–11.

Guglielmi A.V., Klain B.I. The phenomenology of aftershocks // arXiv:2009.10999 [physics.geo-ph]. 23 Sep 2020. P. 1–12.

Guglielmi A.V., Zotov O.D., Zavyalov A.D. Atlas of aftershock sequences of strong earthquakes / Eds T. Yanovskaya et al. // Problems of Geocosmos–2018. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Cham: Springer, 2020. P. 193–198.

https://doi.org/10.1007/978-3-030-21788-4_15

Gutenberg B., Richter C.F. Magnitude and energy of earthquakes // Annali di Geofisica. 1956. V. 9. \mathbb{N} 1. P. 1–15.

Helmstetter A., Sornette D. Båth's law derived from the Gutenberg-Richter law and from aftershock properties // Geoph. Res. Lett. 2003. V. 30. Iss. 20. 2069. https://doi.org/10.1029/2003GL018186

Hirano R. Investigation of aftershocks of the great Kanto earthquake at Kumagaya // Kishoshushi. 1924. Ser. 2. \mathbb{N} 2. P. 77–83. (in Japanese)

Lombardi A.M. Probabilistic interpretation of "Bath's Law" // Annals Geophys. 2002. V. 45. № 3/4. P. 455–472.

Omori F. On the aftershocks of earthquake // J. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo. 1894. V. 7. P. 111–200.

Richter C.F. Elementary Seismology. San Francisco: W.H. Freeman, 1958. 768 p.

Utsu T., Ogata Y., Matsu'ura R.S. The centenary of the Omori formula for a decay law of aftershock activity // J. Phys. Earth. 1995. V. 43. \mathbb{N} 1. P. 1–33.

Zotov O.D., Zavyalov A.D. Determination of the characteristic size of the focal zone of deep-focus earthquakes // Problems of geodynamics and geoecology of intracontinental orogens: Book of Abstracts of the VIII Int. Symposium. Bishkek: NS RAS, 2021. P. 282.

Zotov O.D., Zavyalov A.D., Guglielmi A.V., Lavrov I.P. On the possible effect of round-the-world surface seismic waves in the dynamics of repeated shocks after strong earthquakes // Izv. Phys. Solid Earth. 2018. V. 54. $N_{\rm O}$ 1. P. 178–191.

Zotov O.D., Zavyalov A.D., Klain B.I. On the spatial-temporal structure of aftershock sequences / Eds T. Yanovskaya, A. Kosterov, N. Bobrov, A. Divin, A. Saraev, N. Zolotova // Problems of Geocosmos–2018. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Cham: Springer, 2020. P. 199–206.

https://doi.org/10.1007/978-3-030-21788-4_16
On The Fundamental Laws of Earthquake Physics

A. V. Guglielmi^{1, *}, O. D. Zotov^{1,2, **}, A. D. Zavyalov^{1, ***}, and B. I. Klain^{2, ****}

¹ Institute of Physics of the Earth RAS, Bol'shaya Gruzinskaya str., 10, bld. 1, Moscow, 123242 Russia ² Borok Geophysical Observatory of Institute of Physics of the Earth, RAS,

Borok Geophysical Observatory of Institute of Physics of the Earth, RAS Borok settlement, Nekouz district, Yaroslavl Region, 152742 Russia

*e-mail: guglielmi@mail.ru

**e-mail: ozotov@inbox.ru

***e-mail: zavyalov@ifz.ru

****e-mail: klb314@mail.ru

This paper deals with the Omori and Bath laws describing the properties of aftershocks of large earthquakes. We reformulated Omori's law by presenting it as a differential equation for the evolution of aftershocks. This allowed us to introduce an idea of the deactivation coefficient for the earthquake source "cooling down" after the main shock. In the course of this work, we found a strong dependence of the deactivation coefficient on the magnitude of the main shock. In the case of Bath's law, we determined the value of the difference between the main shock magnitude and the magnitude of the strongest aftershock at the initial stage of aftershock evolution. In addition, we modified the formulation of the problem by introducing the concept of so-called "mirror" foreshocks and established a law for them similar to Bath's law.

Keywords: Omori's law, Bath's law, main shock, aftershock, foreshock, evolution equation

УДК 550.361, 550.34

Посвящается памяти Евгения Александровича Рогожина

СЕЙСМИЧНОСТЬ И ТЕПЛОВОЙ ПОТОК В ОБРАМЛЕНИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

© 2022 г. М. Д. Хуторской^{а,} *, Г. Н. Антоновская^{b,} **, И. М. Басакина^{b,} **, Е. А. Тевелева^{a,} ***

^аГеологический институт РАН, Пыжевский пер., 7, стр. 1, Москва, 119017 Россия

^bФедеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. акад. Н.П. Лаверова УрО РАН,

наб. Северной Двины, 23, Архангельск, 163000 Россия

*e-mail: mdkh1@yandex.ru **e-mail: essm.ras@gmail.com ***e-mail: eteveleva@yandex.ru Поступила в редакцию 14.10.2021 г. После доработки 08.12.2021 г. Принята к публикации 24.12.2021 г.

Рассмотрены проявления сейсмической активности и тепловой поток в регионах обрамления Восточно-Европейской платформы: в Западном секторе Арктики, в Карпатах, Балканах, Родопы-Рила, в Кавказско-Каспийском регионах. На статистическом уровне доказана значимая антибатная связь этих параметров. Приведены уравнения регрессии, позволяющие оценить сейсмическую активность в зависимости от геотермического режима.

Ключевые слова: тепловой поток, сейсмичность, антибатная связь **DOI:** 10.31857/S0203030622020043

введение

Априорно можно утверждать, что такие геофизические параметры как тепловой поток (ТП) и магнитуда землетрясений (*M*_w) генетически связаны. Сейсмичность имеет более широкие механизмы и так же, как и ТП, является следствием процессов в литосфере. Землетрясение происходит при разрыве сплошности среды, т.е. в хрупком, ригидном относительно холодном блоке, в котором должны наблюдаться пониженные температуры, сопровождающиеся низким ТП. Если же температура и ТП в литосфере высокие, то породы становятся более пластичными, дактильными, и при увеличении напряженного состояния они флексурообразно деформируются без разрыва сплошности. Например, в работе [Papadakis et al., 2016] получено, что высокие значения ТП согласуются с отсутствием сильных землетрясений. В работе [Zhan, 2017] указывает на то, что глубокофокусные землетрясения чаще происходят в более холодных плитах, чем в более теплых.

Анализ регионального распределения ТП, а особенно зон резких горизонтальных изменений термических характеристик уже не раз подтверждал гидродинамическую природу температурных аномалий для активных геодинамических зон. В сейсмоактивных поясах Земли (Тихоокеанском и Альпийско-Гималайском), в которых происходит 96% всех землетрясений, корреляционная связь ТП и сейсмичности отмечалась во многих работах. В работе [Doser, Kanamori, 1986] были использованы фокальные глубины более 1000 землетрясений, произошедших в период с 1977 по 1983 гг. в районе Империал-Вэлли (Imperial Valley Region) южнее оз. Солтон-Си, для изучения взаимосвязей между глубиной сейсмичности, тепловым потоком и структурой земной коры. В частности, было высказано предположение о существовании связи региональных вариаций фокальной глубины землетрясений с тепловым потоком.

В работе [Ito, 1990] отмечено, что для северного района Кинки (Kinki) в Японии проанализированы параметры более 8000 землетрясений с целью исследования региональных вариаций сейсмоасейсмической границы в средней коре. На основе современных наблюдений и других имеющихся данных о сейсмичности и поверхностном тепловом потоке авторами была изучена связь между этими параметрами. Было показано, что региональные вариации глубин статистически значимо коррелируются с термической структурой земной коры. В статьях А. Танака [Tanaka, 2004; Tanaka et al., 2004] подчеркивается, что температура литосферы является "фундаментальным параметром для определения толщины сейсмогенной зоны и глубин гипоцентров землетрясений...". Автор отмечает, что глубина нижней границы сейсмоактивной зоны в Японии обратно пропорциональна величине теплового потока.

В работе [Filippucci et al., 2019] исследовалась термореологическая модель вязкоупругого полупространства с реологией Максвелла и температурно-зависимой вязкостью. Модель связывает поверхностный тепловой поток с глубиной хрупкопластичного перехода и толщиной сейсмогенного слоя. Модель применялась к полуострову Гаргано (Gargano), Апулия, Италия, который часто подвержен сейсмической активности низкой магнитуды, хотя он вдается в Адриатическое море, то есть за пределами оси Апеннин, которая является основным сейсмогенным районом Италии. Сейсмическая активность в районе Гаргано и его окрестностях происходит на глубинах, которые систематически отличаются в северо-восточной зоне от югозападной. В соответствии с изменением глубины очагов землетрясений авторы наблюдали изменение величины поверхностного теплового потока.

Анализ данных синхронных изменений температуры и дебита подземных вод, связанных с сильными землетрясениями в Японии [Асада и др., 1982], указывает на совпадение в большинстве случаев знака аномалий. Это обстоятельство позволяет предположить вариант схемы одновременных изменений дебита и температуры подземных вод в период сейсмической активности.

Режимные наблюдения температуры гидротермальных проявлений, проводившиеся в районе г. Ташкента, в том числе и во время сильнейшего разрушительного землетрясения 26 апреля 1966 г. [Гейнс и др., 1971], экспериментально подтвердили гидродинамическую природу температурных аномалий, связанную с сейсмическими событиями.

В данной работе мы исследовали связь геотермического и сейсмического режимов за пределами сейсмоактивных поясов в плитных и складчатых структурах обрамления Восточно-Европейской платформы (ВЕП) (рис. 1). Проверка на количественном уровне существования корреляционной связи как в асейсмичных, так и сейсмически активных районов обрамления ВЕП с привязкой к тектонической обстановке вызывает интерес для изучения особенностей протекания геодинамических процессов. Мониторинг сейсмической активности литосферы, проводимый сетью сейсмостанций на планете, позволил составить и постоянно обновлять глобальные базы данных по региональной сейсмичности. Контрастные по структурно-геологическим условиям регионы в обрамлении ВЕП характеризуются высокой степенью изученности обоих параметров: теплового потока и современной сейсмичности.

Геотермическое поле в обрамлении ВЕП усилиями исследователей многих стран изучено достаточно хорошо. Это один из тех регионов Земли, где имеются контрастные тектонические объекты, обеспеченные измерениями теплового потока и других потенциальных геофизических полей. На периферии ВЕП национальные сети сейсмического мониторинга на протяжении почти двух веков детально изучали проявления сейсмичности, локализации землетрясений и физику сейсмического очага [Старовойт, 2005; Маловичко и др., 2007].

Нами проведены сопоставления и статистическая обработка данных геотермических и сейсмических полей в Европейском секторе Арктического региона, в районах складчатых Карпат и Балкан-Родопы-Рила, а также Большого и Малого Кавказа совместно с Северным и Средним Каспием.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Мы воспользовались каталогом Международного сейсмологического центра (ISC) для анализа сейсмических данных, который заканчивается 2018 г. За основу был выбран период 1980–2018 гг., когда количество и расположение сейсмических станций стало удовлетворительным для надежного определения параметров землетрясений. Для района Европейской Арктики информацию о землетрясениях мы дополнили сведениями из локального каталога ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН, составленного по данным Архангельской сейсмической сети (https://doi.org/10.7914/SN/AH).

Каталог ISC включает данные разных агентств, и по каждому землетрясению приводятся различные типы магнитуд ($M_{\rm L}$, mb, $M_{\rm w}$ и пр.), в том числе магнитуда mb, вычисленная самим ISC по данным десятков станций. Такое разнообразие связано с удаленностью станций каждой сети от эпицентральной зоны землетрясения, а также принятыми формулами расчета магнитуды в каждом сейсмологическом агентстве. Каталог ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН, например, содержит локальную магнитуду M_L. Таким образом, для анализа данных нами были преобразованы разные типы магнитуд к моментной магнитуде M_w. После получения унифицированного каталога с магнитудами M_w, мы не рассматривали в выборке землетрясения с магнитудами меньше 3.0 для районов Карпат и Балкан-Родопы-Рила и 3.5 для Кавказско-Каспийского региона в силу преобладающего количества землетрясений. Исключением стал район Европейской Арктики в силу незначительного количества землетрясений с маг-



Рис. 1. Распределение значений теплового потока в районах исследований.

А – Европейский сектор Арктического региона, В – район складчатых Карпат и Балкан-Родопы-Рила, С – район Большого и Малого Кавказа совместно с Северным и Средним Каспием.

1 – Словения, 2 – Хорватия, 3 – Босния и Герцеговина, 4 – Черногория, 5 – Албания, 6 – Македония, 7 – Норвегия, 8 – Швеция, 9 – Финляндия, 10 – Беларусь. Система координат Stereographic North Pole.

нитудами более 3.0. Поэтому для этого района в анализ была включена вся имеющаяся информация о сейсмичности [Antonovskaya et al., 2021].

Информация о пространственном распределении значений теплового потока (ТП) была взята из международной базы по тепловому потоку [The Global Heat Flow Database, 2021]. Интерполяция данных производилась средствами программного комплекса ArcGis, с применением набора инструментов Spatial Analyst Tools — Торо to Raster. Данный метод интерполяции, основанный на программе ANUDEM, был специально разработан для создания корректных цифровых моделей рельефа [Hutchinson, 1989; Hutchinson et al., 2011].

Для расчета корреляционной связи теплового потока и сейсмичности для всех регионов, кроме

Европейской Арктики, мы определили средние значения каждого параметра внутри квадратов географической сетки, которая разбивалась на квадраты разного масштаба от $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$ до $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, $2^{\circ} \times 2^{\circ}$, если для более дробного разбиения не хватало фактических данных по тому или иному параметру.

Статистическая значимость эмпирического коэффициента корреляции Пирсона определялась по формуле:

$$t_{\rm ЭМП} = \frac{|r|\sqrt{n-1}}{1-r^2}.$$
 (1)

Если это значение окажется больше критического значения *t*-критерия Стьюдента, при числе степеней свободы k = n - 2, где n - количество квадратов средних значений ТП и M_w и уровнем значимости α , то коэффициент корреляции *r* считается значимым при доверительной вероятности $P = 1 - \alpha$ [Гмурман, 2005; Фастовец, Попов, 2012].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Европейский сектор Арктики

Изучение современной сейсмичности Арктического региона, простирающегося от рифтового хребта Книповича — на западе до Северной Земли на востоке, включая окраины Евразийского континента и архипелаги, продемонстрировало пространственное совпадение участков концентрации эпицентров землетрясений и зон резкого изменения значений теплового потока [Хуторской и др., 2015; Антоновская и др., 2018]. Авторы отмечают важность совместного исследования этих полей для обоснования локализации зон новейшей тектонической активности.

Анализ имеющихся на сегодняшний день скважинных и зондовых измерений позволяет говорить о тенденции повышения теплового потока в Баренцевом море от устья р. Кола в северо-восточном и северо-западном направлениях. Так, в зоне сочленения Кольской микроплиты и Балтийского щита среднее значение ТП составляет 54 мВт/м², а в районах Северо-Баренцевской впадины и Центрально-Баренцевского поднятия — 70 мВт/м² [Хуторской и др., 2013]. Такой тренд теплового потока можно объяснить влиянием тектонических процессов в земной коре Баренцевоморской плиты, омоложение которых происходит в северном направлении.

Ранее уже высказывалось предположение о связи этого явления с развитием рифтогенеза [Шипилов и др., 2006; Хуторской и др., 2009]. Особенно наглядно значение современного рифтового процесса, отражающегося в величинах теплового потока, проявляется в трогах на северной окраине Свальбардской плиты (рис. 2).

В троге Франц-Виктория получены весьма контрастные значения ТП – как аномально низкие $(30 \text{ и } 34 \text{ мBt/m}^2)$, так и аномально высокие (88 и 97 мВт/м²). Такой контраст значений. измеренных на очень близких расстояниях (на полигоне размером $1^{\circ} \times 3^{\circ}$), характерен для районов развития эвапоритов в осадочном чехле при деструкции континентальной коры. Эвапоритовые отложения. особенно каменная соль, обладают аномально высокой теплопроводностью, что обусловливает рефракцию глубинного теплового потока. Наличие эвапоритов в этом троге предсказывается также по данным гравиметрической съемки [Верба и др., 2004]. В троге Орла и на его продолжении в пределах континентального склона ТП составлял от 300 до 520 мBт/м², что почти в 10 раз выше уровня фонового теплового потока для Баренцева моря [Хуторской и др., 2013]. Аномально высокий тепловой поток характерен для всего трога Орла и для его продолжения на континентальном склоне вплоть до изобаты 1200 м. Только при больших глубинах отмечается его снижение, хотя и на глубине от 1400 до 1870 м измерены повышенные относительно фоновых значения — 89 и 90 мВт/м².

Экстраполяция температур в нижнее полупространство показывает, что на глубине 6.0-6.5 км под дном в троге могут быть встречены солидусные температуры. Это говорит о том, что деструкция континентальной коры произошла на всю ее мощность, и горячее мантийное (?) вещество внедрилось в фундамент, а, возможно, проникло в нижние слои осадочного чехла. Отсутствие признаков конвективной разгрузки глубинного тепломассопотока на дне может быть обусловлено высокой скоростью накопления терригенного и моренного материала, который экранирует проявления зон разгрузки флюидов в придонный слой. Морфология трога Орла, а также полученные впервые для этой структуры геотермические данные показывают, что он имеет тектоническую природу. Это, скорее всего, рифт, затрагивающий земную кору на всю ее мощность и находящийся сейчас в активной фазе развития.

Относительно повышенный тепловой поток наблюдается на западном побережье Ямала и в Южно-Карской впадине (выше 70 мВт/м²). Эти точки приурочены к газовым и газоконденсатным месторождениям (см. рис. 2). Очевидна связь локализации месторождений углеводородов и повышенного теплового потока. Более низкие его значения характерны для Ямало-Гыданской синеклизы (о. Белый) и северо-западных склонов Таймыра (о. Свердрупа), а также сопредельных континентальных участков п-ова Таймыр [Хуторской и др., 2013]. Таким образом, выявляется связь величины теплового потока с возрастом коры. По мере удревнения коры в восточном направле-



Рис. 2. Распределение теплового потока, сейсмичности и основных неотектонических структур Западного сектора Российской Арктики.

1 – кромка шельфа; 2–5 – новейшие разломы [Атлас ..., 2004]: черные – активные (поздний неоплейстоцен–голоцен), синие – (поздний плиоцен–средний неоплейстоцен): а – достоверные, б – предполагаемые (2 – сбросы, штрихи на опущенном крыле, 3 – взбросы, треугольники на приподнятом крыле, 4 – разломы неустановленного типа, штрихи на опущенном крыле, 5 – разломы без установленного смещения); 6 – стрелками показано направление смещения при сдвигах; 7–9 – разломы [Arctic Petroleum Geology, 2011]: 7 – активный спрединговый центр, 8 – нормальные разломы офшоры, 9 – неклассифицированные разломы; 10 – зеленокаменные пояса; 11 – надвиг и взброс; 12 – сдвиговый сброс (стрелка – направление сброса); 13 – фронт деформаций для орогенов; 14 – нормальные листрические разломы; 15 – не классифицированные разломы; 16 – граница РФ; 17 – землетрясения; 18 – потенциальные объекты УВ; 19 – выявленные структуры УВ; 20 – месторождения УВ.

O – трог Орла, ΦB – желоб Франц-Виктория, CA – желоб Святой Анны. Система координат WGS 1984 Web Mercator Auxiliary Sphere.

нии, в сторону Сибирской платформы, снижается и тепловой поток.

Разломным зонам и разрывным нарушениям приписана огромная роль в формировании напряженного состояния коры и релаксации напряжений при деформационных межблоковых процессах. Считается, что землетрясения – есть результат внезапного проскальзывания на заранее существующем геологическом разломе [Кочарян, 2016]. Как пример, можно наблюдать скопления эпицентров сейсмических событий на разломах или в зонах пересечений разломов (см. рис. 2). Границы структур не всегда оконтуриваются разрывными нарушениями, т.к. первые имеют более сложную морфологию [Никитин и др., 2020].

Мы собрали информацию о выделенных разрывных нарушениях для Баренцево-Карского региона и северной окраины ВЕП в соответствии с тектонической информацией по данным [Атлас ..., 2004; Arctic Petroleum Geology, 2011; Pubellier et al., 2018]. Геолого-геофизические исследования на территории Баренцево-Карского шельфа проводились с разной плотностью, многие места очагов сейсмических событий попадают на "белые зоны". Как видно на рис. 2, континентальная часть Евразийской плиты характеризуется слабой сейсмичностью. Заметная сейсмическая активность проявляется на севере Баренцевоморского шельфа (см. рис. 2), который характеризуется малой мощностью литосферы (35 км) и большой раздробленностью континентального склона. Прослеживается четкая приуроченность эпицентров землетрясений к рифтогенным грабенам шельфа. Значения локальных магнитуд M_1 варьируются от 0.6 до 3.8. Заметим, что именно к рифтогенным структурам северной части Баренцева моря приурочены аномально высокие значения теплового потока. Однако пространственного совпадения аномалий теплового потока и эпицентров ждать не приходится. Это объяснимо высокой температурой литосферы и связанной с ней пониженной вязкостью. Этим, в частности, обусловлена асейсмичность трога Орла в пределах Свальбардской плиты и проявления сейсмической активности на континентальном склоне и у подножья плиты.

Самым сейсмоактивным районом является архипелаг Шпицберген (Свальбард). Современная сейсмическая активность наиболее сильно проявлена в грабене Стурё (пролив Стур-фиорд), большая часть событий приурочена к левому борту и сопутствующим неотектоническим разломам. Афтершоковая сейсмичность в районе пролива Стур-фиорд представлена суперпозицией релаксационного процесса (события с магнитудами больше 2) и триггерного механизма (события с магнитудами больше – 0.2) [Вагапоv, 2011].

Другим сейсмоактивным районом архипелага Шпицберген является Свальбардское поднятие (см. рис. 2). Большая часть зарегистрированных эпицентров приходится на о. Северо-Восточная Земля, землетрясения группируются вдоль неотектонических разломов. Предположительно, природа событий. попадающих на береговую линию, связана с ледниковыми процессами. Небольшое количество событий приходится на Хинлопен-Ольгинский грабен. Роевая сейсмичность наблюдается вокруг о. Белый, часть землетрясений имеет магнитуды 2.8–3.6. Некоторые события приурочены к границе грабена Франц-Виктория и поднятию Белый и Виктория в районе выделения неотектонических разломов. Сгущение эпицентров событий наблюдается в устьевой части грабена на границе континентального шельфа.

Архипелаг Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) расчленен неотектоническими разломами. Эпицентры сейсмических событий ложатся на разломы вокруг архипелага. Небольшая часть землетрясений зафиксирована в районе грабена Святой Анны, эпицентры их приурочены к бортам грабена и центральной зоне его устьевой части.

У границы шельфа ЗФИ мощность литосферы увеличивается до 60 км, значения ТП уменьшаются до 70 мВт/м², снижается сейсмическая активность. На шельфе от арх. ЗФИ до Южно-Баренцевоморской впадины мощность литосферы увеличивается до 80 км, толщина консолидированной коры – от 15 до 25 км и мощность осадочного слоя – до 10 км. Граница Мохо погружается до 35 км. Значения ТП в пределах 60–70 мВт/м² [Шварцман, 2008; Никитин и др., 2020].

В Южно-Баренцевоморской впадине фоновый тепловой поток составляет 58—66 мВт/м². В этом районе мощность литосферы сокращается до 65 км, местами — до 35 км. Согласно работе [Артюшков, 1993], происходит растяжение блоков литосферы, сопровождающееся тепломассопотоком из аномальной верхней мантии. Данные процессы, начавшиеся 15 млн лет назад, в силу инерционности кондуктивного теплопереноса, не находят своего отражения в современной сейсмичности.

Восточная окраина Балтийского щита и северные прогибы Восточно-Европейской платформы отмечаются мощной, более 200 км, холодной литосферой, земной корой континентального типа мощностью 40 км и сравнительно тонким, вплоть до выклинивания, осадочным слоем. Значения теплового потока снижаются здесь до 30–35 мВт/м² (см. рис. 2). В сейсмологическом плане встречаются единичные слабые землетрясения на границах крупных тектонических структур [Литосфера и гидросфера ..., 2001].

Карпатский регион

В структуре Карпатского региона выделяются многочисленные тектонические элементы разного возраста и происхождения, свидетельствующие о длительной и многофазной истории развития. Имеющиеся геолого-геофизические материалы позволяют считать, что его заложение на континентальной окраине Евразийской плиты произошло в конце протерозоя [Хаин. 1984: Литосфера ..., 1994]. Но современный тектонический и геоморфологический облик региона сформировался в неогене. Альпийский этап геологической истории Карпат начался в конце триаса с деструкции континентальной коры и образования океанических бассейнов. К концу раннего мела режим растяжения сменился сжатием, закрытием океанических бассейнов и образованием покровно-складчатого сооружения на юго-западной окраине Евразийской плиты и Паннонского бассейна – во внутрикарпатской области.

В строении этого региона различают Внешние (Флишевые) Карпаты, Закарпатский прогиб, локальные фрагменты Паннонского бассейна, Предкарпатский прогиб (рис. 3). На востоке Карпатский блок обрамляют структуры докембрийской Восточно-Европейской и палеозойской Западно-Европейской платформ. Внешние Карпаты имеют покровно-складчатое строение. Они сложены меловыми, палеогеновыми и нижнемиоценовыми флишоидными комплексами общей мощностью до 8-10 км. В их структуре выделяют серию надвигов северо-восточной вергенции, образующих аккреционную призму. Формирование призмы началось в конце олигоцена и закончилось в сармате. Аллохтон Флишевых Карпат представлен многочисленными сорванными складками, чешуями, которые объединяются в разномасштабные покровы. С учетом этих тектонических преобразований и зонального селиментогенеза здесь выделяют несколько тектонических зон и серию подзон (покровов регионального плана), количество которых различно в разных транскарпатских сечениях. Общая мощность осадочной толщи аллохтона и автохтона во Флишевых Карпатах по сейсмическим данным достигает 18-26 км [Литосфера ..., 1994]. Предполагается, что большая часть Флишевых Карпат сформировалась на платформенном основании, и флишевые комплексы залегают непосредственно на платформенных осадках.

Закарпатский прогиб располагается между Паннонским бассейном и Внешними Карпатами. Он состоит из трех впадин: Восточно-Словацкой (Кошецкой), Мукачевской и Солотвинской. Прогиб выполнен неогеновыми молассовыми отложениями, мощность которых изменяется от сотен метров до 3500 м. Паннонский бассейн сформировался на погруженном основании Внутренних Карпат в неогене (см. рис. 3). Образование бассейна сопровождалось магматической деятельностью, утонением земной коры и литосферы и накоплением неогеновых осадков, мощность которых на некоторых участках достигает 6—7 км.

Предкарпатский прогиб сформировался на различных структурах доальпийской Европы в миоцене-плейстоцене. Юго-западная, прилегающая к Складчатым Карпатам, Бориславско-Покутская зона прогиба заложилась на флишевом основании. Она сложена нижнемиоценовой молассой и перекрыта надвигом Флишевых Карпат.

Палеозойские и мезозой-кайнозойские геодинамические процессы в Карпатах затронули также прилегающие структуры Восточно-Европейской и Западно-Европейской платформ. Эти процессы проявились в активизации старых и образовании новых разломных зон, раздробленности земной коры, формировании системы надвигов и глубоких осадочных бассейнов.

Активное развитие этого региона продолжается и в настоящее время, о чем, в частности, свидетельствуют материалы изучения геотермического режима и современной сейсмичности (см. рис. 3). Многофазные усиления геотермической активности подтверждаются наличием в земной коре продуктов разновозрастной магматической и гидротермальной деятельности [Ляшкевич, Яцожинский, 2005; Кутас, 2014]. Значительная дифференциация теплового поля характерна для Карпатского региона и в настоящее время. Плотность теплового потока изменяется здесь от 35 до 130 мВт/м².

Измерения температуры в глубоких скважинах и определения теплового потока Карпатского региона приурочены, в основном, к локальным структурам нефтяных и газовых месторождений. Такое распределение пунктов измерения объясняется зависимостью геотермических исследований от стратегии и объемов бурения. Экспериментальные данные о плотности теплового потоимеют разную точность и надежность, ка поскольку для определений использовались результаты измерения температур разными термометрами в скважинах различной глубинности и разной степени готовности для проведения высокоточных геотермических измерений [Кутас, Гордиенко, 1971; Кутас, 1978; Čermak, Bodri, 1998; Lenkey, 1999; Majorowicz et al., 2003 и др.]. В скважинах глубиной свыше 1000 м существенно уменьшается влияние поверхностных факторов: рельефа, изменений климата, инфильтрации вод, эрозии и др. В мелких скважинах надежность измерения температуры и определения теплового потока, естественно, уменьшается. Поэтому заключения о региональных особенностях поля



Рис. 3. Распределение теплового потока, современной сейсмичности и активных разломов в Карпатско-Балканском и Рила-Родопском регионах.

H— глубина гипоцентров землетрясений; $M_{\rm w}$ — их моментная магнитуда; Q— тепловой поток; а — активные разломы; б — месторождения углеводородов.

Структурно-тектонические элементы: 1 — Карпатская складчатая область, 2 — Паннонский массив, 3 — Пенинская утесовая зона, 4 — Передовой Предкарпатский прогиб, 5 — Центральная зона древних ядер Западных Карпат, 6 — Мармарошский массив, 7 — Закарпатский внутренний прогиб, 8 — горы Апусени, 9 — Трансильванская впадина, 10 — Мизийская плита. Овалом показана зона Вранча.

1 – Словения, 2 – Хорватия, 3 – Босния и Герцеговина, 4 – Черногория, 5 – Албания, 6 – Македония, 7 – Сербия, 8 – Болгария, 9 – Греция, 10 – Турция, 11 – Австрия, 12 – Венгрия, 13 – Румыния, 14 – Чехия, 15 – Польша, 16 – Словакия, 17 – Украина. Система координат WGS 1984 Web Mercator Auxiliary Sphere. сделаны на основе статистической обработки данных в рамках однородных тектонических элементов [Кутас, 2014]. По результатам такой обработки можно сделать вывод, что относительная погрешность определения теплового потока в глубоких скважинах составляет 5–10%.

Современные геотермические условия Карпатского региона характеризуются большим разбросом. Геотермический градиент и тепловой поток изменяются в 2–3 раза, а разница температур на одних и тех же глубинах достигает 40-45°С. В региональном плане распределение геотермических параметров согласуется с тектоническим строением, однако особенности структур и развитие процессов в земной коре отдельных тектонических элементов нередко нарушают эти закономерности, образуя сеть зональных и локальных аномалий. Но главная особенность теплового поля Карпатского региона – это постепенное повышение теплового потока от древней платформы к Альпийскому складчатому поясу – от внешних зон к Паннонскому бассейну. В прилегающих к Карпатам краевых зонах Восточно-Европейской платформы (см. рис. 3) преобладают низкие значения теплового потока (38-50 мВт/м²).

Тепловое поле Предкарпатского прогиба неоднородно (см. рис. 3). Тепловой поток изменяется от 30 до 70 мВт/м². На большей части прогиба преобладают низкие значения (40–55 мВт/м²), но при этом сохраняются некоторые различия в распределении геотермических параметров между главными тектоническими зонами прогиба. Вариации геотермического градиента и теплового потока по глубине скважин наблюдаются на локальных нефтегазоносных структурах, что можно объяснить рефракцией теплового потока в условиях структурно-теплофизических неоднородностей.

В Складчатых Карпатах геотермические исследования проводились в одиночных скважинах, распределенных по площади неравномерно, но имеющийся материал позволяет выявить здесь определенные закономерности, в первую очередь, существенные различия во внешних и внутренних зонах Флишевых Карпат [Кутас, Гордиенко, 1971]. Во Флишевых Карпатах тепловой поток изменяется от 46 до 70 мВт/м². Он увеличивается в направлении Закарпатского прогиба и Паннонского бассейна (см. рис. 3).

В Паннонском бассейне, во впадинах Закарпатского прогиба (особенно Кошецкой и Мукачевской), в других депрессиях внутрикарпатской области тепловой поток увеличивается до 70–130 мВт/м². Фоновый уровень составляет 90 мВт/м². Значения, превышающие 100 мВт/м², образуют относительно ограниченные аномалии. Аномалии высокого теплового потока протягиваются вдоль центральной части Закарпатского прогиба и Береговского холмогорья.

Высоким тепловым потоком выделяются области проявления неоген-плиоценового магматизма. При этом области миоценового среднего и кислого известково-щелочного вулканизма характеризуются более высокой геотермической активностью (90–130 мВт/м²) по сравнению с позднемиоценовыми и плиоценовыми проявлениями андезитового вулканизма (75–100 мВт/м²).

Трехмерная модель, построенная методом объемной интерполяции по 2D-профилям (рис. 4), выявила конфигурацию зоны утонения литосферы под Паннонским бассейном [Хуторской, Поляк, 2014]. На рис. 4 видно, что прогнозируемый под ним выступ субсолидусных температур продолжается в северо-восточном направлении под соседнюю Закарпатскую впадину, где фиксируется существование локальной астенолинзы. Судя по форме изотерм, проникновение разогретого вещества под Закарпатскую впадину происходило не снизу, а латерально – со стороны Паннонского бассейна, уже после образования под ним астеносферного выступа, т.е. в конце миоцена.

Термальная активизация Паннонской и Закарпатской впадин, выделяющая их на относительно спокойном геотермическом фоне Центральной Европы, проявляется не только в высоком кондуктивном тепловом потоке, но и в выходах термальных источников, а также проявлениях позднекайнозойского вулканизма. Это "горячее пятно Европы", как некогда назвал Паннонский бассейн Ф. Хорват [Хорват и др., 1982], выделяется не только физическими проявлениями геотермальной активности. Как и в зонах рифтогенеза, эти проявления сопровождаются появлением в подземных флюидах мантийного гелия.

Максимальное в Паннонском бассейне значение отношения ${}^{3}\text{He}/{}^{4}\text{He}$, измеренное в термальных водах из плиоценовых кислых туфов, достигает 550 × 10⁻⁸ [Cornides et al., 1986], что всего вдвое ниже изотопной метки резервуара MORB. Почти такие же значения (200–320) × 10⁻⁸ были найдены в источниках Выгорлат-Гутинской вулканической гряды Восточных Карпат с температурами до 55°C [Поляк и др., 1999].

Продолжение совместного анализа геотермического режима и сейсмичности Карпат лежит в области описания региональной сейсмичности региона и поиска статистических и генетических проявлений связи этих полей.

Рассматриваемый регион характеризуется сложным тектоническим (и, как следствие, скоростным) строением литосферы региона. Отметим три крупные тектонические структуры: Складчатые Карпаты, передовой Предкарпатский и тыловой Закарпатский прогибы. Они имеют разную мощ-



Рис. 4. 3D-геотермическая модель Центрально-Европейского региона.

ность коры (25–27 км в Закарпатье, 35–55 км в Карпатах и 45–65 км в Предкарпатье) и разные ее скоростные характеристики (наличие слоев пониженных скоростей в "гранитах" и "базальтах" в Закарпатье и коромантийной смеси под Карпатами), густую сеть диагональных (северо-западного–юго-восточного карпатского простирания), ортогональных и меридиональных разломов. В Закарпатском прогибе цепочками землетрясений хорошо прослеживаются сейсмически активные в настоящее время вертикальные разломы, служившие в миоцене каналами подвода магм для Выгорлат-Гутинской вулканической гряды и других вулканических структур в регионе (см. рис. 3).

В табл. 1 приведены результаты расчетов корреляционной связи теплового потока и сейсмичности (M_w) для основных структурно-тектонических элементов Карпатско-Балканского и Рила-Родопского регионов в соответствии с рис. 3 и по формуле (1). На рис. 5 представлены графики зависимостей ТП и M_w .

Мы наблюдаем два проявления антибатной связи между исследуемыми параметрами. Вопервых, это северная часть Западных Карпат на границе Польши и Словакии, где отмечается относительно низкий тепловой поток (<50 мВт/м²) и высокая плотность землетрясений с магнитудой до 3.8. Во-вторых, это зона Вранча в Румынии на сочленении Восточных и Южных Карпат (см. рис. 3, синий овал). Здесь тепловой поток не превышает 40 мВт/м², а землетрясения за рассматриваемый временной интервал проявляются часто, и их магнитуда достигает 4.5–5. Зона Вранча – это уникальная сейсмоактивная зона Европы, в ее пределах очаги землетрясений расположены в консолидированной коре, а также в верхней мантии на глубинах 80—160 км [Уломов, 2010].

На рис. 6а приведены графики взаимосвязи значений теплового потока и гипоцентров землетрясений за 1980—2018 гг., для различных тектонических структур Карпатского региона, $M_w > 3.0$. Для зоны Вранча наблюдается перерыв между коро-



Рис. 5. Графики зависимостей средних значений теплового потока и унифицированных магнитуд для некоторых структурно-тектонических элементов Карпатско-Балканского и Рила-Родопского регионов. 1 — Карпатская складчатая область, 2 — Паннонский массив, 3 — Закарпатский внутренний прогиб, 4 — Мизийская плита, 5 — ВЕП, 6 — Рила-Родопский массив.

Tanont			יתקו טונוויטט ועולי	ovo inidaxi unito		
№ Ио́	Регион	Размерность квадрата средних значений ТП и <i>М</i> _w	Размерность массива, п	Коэффициент корреляции, г	Доверительная вероятность коэффициента корреляции, Р	Уравнение регрессии М _w и ТП
-	Карпатская складчатая область	$0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$	36	-0.35	0.97	$M_{\rm w} = -0.005q + 5.93$
7	Паннонский массив	$0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$	21	-0.48	0.98	$M_{\rm w} = -0.019q + 5.39$
З	Пенинская утесовая зона	Ι	I	Не значим	I	Ι
4	Передовой предкарпатский прогиб	Ι	I	Не значим	I	Ι
2	Центральная зона древних ядер Западных Карпат	I	Ι	Π#Н	I	I
9	Мармарошский массив	Ι	I	Н#Д	I	Ι
	Закарпатский внутренний пропиб	В связи с малостью выборки осреднение не производилось. Стати- стическая обработка велась по исходным данным	Ξ	-0.31	0.68	$M_{\rm w} = -0.008q + 5.48$
8	Горы Апусени	Ι	Ι	Не значим	I	Ι
6	Трансильванская впадина	Ι	Ι	Не значим	I	Ι
10	Мизийская плита	$0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$	14	-0.41	0.90	$M_{\rm w} = -0.015 {\rm q} + 4.4$
11	Рила-Родопы	1°×1°	17	-0.42	0.94	$M_{\rm w} = -0.006q + 4.59$
12	ВЕП	1° × 1°	27	-0.37	0.95	$M_{\rm w} = -0.015q + 4.77$
Прим не пре	зчание. "не значим" – доверительная вер дставляется возможной.	оятность значимости коэффиі	иента корреля	ции менее 0.5; н#д	– данных в массиве менее 5, и ста	атистическая обработка

Таблица 1. Расчет корреляционной связи теплового потока и магнитуды землетрясений Карпатско-Балканского и Рила-Родопском регионов

84

ХУТОРСКОЙ и др.

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ Nº 2

2022

выми и мантийными землетрясениями, при этом значения теплового потока находятся в пределах 40–55 мВт/м² (см. рис. 6а). В соответствии с работой [Гинтов и др., 2015] на глубинах 47.6–59 км в районе зоны Вранча выделяется волновод, а на глубинах 60–200 км находится зона повышенных скоростей.

Большое количество землетрясений Карпатского региона относится к коровым, они сосредоточены в основном на глубинах 10–15 км, при этом преобладающие значения теплового потока лежат в пределах 45–65 мВт/м² (см. рис. 6а). Мантийные землетрясения на глубинах 120–150 км приурочены к верхней границе астеносферы.

Ареалы углеводородных месторождений в пределах Паннонского бассейна (см. рис. 3) совпадают с высокими значения теплового потока (≥200 мВт/м²), в которых практически отсутствуют сейсмические события. Закарпатский внутренний прогиб характеризуется повышенными значениями теплового потока (90–118 мВт/м²), при этом землетрясения происходят на глубинах 12.9–16.1 км. Для Пенинской утесовой зоны, где коровые землетрясения происходят в основном на глубинах 8–13 км, наблюдается разброс значений теплового потока от 54 до 115 мВт/м². Для Мизийской плиты большая часть землетрясений происходит на глубинах 8–18 км, а преобладающие значения теплового потока 35–55 мВт/м².

Балканский и Рила-Родопский складчатые пояса

За рассматриваемый период сейсмических наблюдений крупных разрушительных землетрясений с $M_w > 6$ в районе Балканского-Рила-Родопского складчатого пояса не наблюдалось, хотя в историческом прошлом известно о землетрясениях в Балканах и Родопах, приводивших к изменению рельефа и траектории течения рек. Балканский складчатый пояс, особенно его восточная Причерноморская часть, а также Рила-Родопский срединный массив и сейчас являются наиболее сейсмически активными на территории Болгарии (см. рис. 3, 6б).

Анализ глубины гипоцентров землетрясений за тот же период наблюдений показал, что наиболее глубокофокусные события приурочены к районам Мизийской плиты в пределах Болгарии и Румынии и в прилегающей акватории Черного моря.

Эта закономерность объясняется с позиций распределения теплового потока, который уменьшается с юга на север страны [Khutorskoy et al., 2019]. Если рассчитать глубинные температуры в литосфере Болгарии, исходя из значений теплового потока и теплофизической модели, то получится, что литосфера более прогрета в районе Родопского массива, и там переход от ригидного к дактильному состоянию вещества происходит на меньшей глубине, чем в районах Мизийской плиты и Черноморской впадины. По-видимому, с этим связаны меньшие глубины гипоцентров в Родопах.

Большой и Малый Кавказ совместно с Северным и Средним Каспием

Каспийская впадина в структурном отношении является сложным гетерогенным образованием на месте пересечения древних рифтовых систем. Фундамент неоднороден и имеет разный возраст консолидации с характерным омоложением с севера на юг. Прикаспийская впадина расположена на юго-восточной окраине Восточно-Европейской платформы (рис. 7).

Несмотря на массовую термометрию скважин Прикаспийской впадины, обобщений таких данных относительно мало. Можно указать на работы И.Б. Дальяна, Ж.С. Сыдыкова и др. по восточной части впадины [Дальян, Посадская, 1972; Дальян, Сыдыков, 1972; Гидрогеотермические ..., 1977], В.С. Жеваго – по центральной и восточной частям впадины [Жеваго, 1972], А.В. Дружинина – по западной части [Дружинин, 1961]. В работе [Хуторской и др., 2004] проанализирована связь ТП и локализации месторождений углеводородов.

Структурно-теплофизические неоднородности, обусловленные аномально высокой теплопроводностью соли, создают в пределах Прикаспийской впадины латеральные и вертикальные вариации геотермического градиента и плотности теплового потока, поэтому оценка их фоновых значений путем простого осреднения параметров вдоль ствола скважин затруднительна и должна идти по пути детального рассмотрения особенностей температурного поля буквально в каждой скважине.

Прикаспийская впадина относится к регионам со слабой сейсмичностью. Так, за временной период с 1980 по 2017 гг. здесь зафиксировано немногим более 200 землетрясений с моментной магнитудой более 3.5 (см. рис. 7). Значения теплового потока для этой территории варьируются в среднем от 40 до 62 мВт/м².

Сейсмичность в пределах Среднего Каспия распределена неравномерно с существенным преобладанием к его южной части (магнитуды землетрясений до 6.3), относящейся к Терско-Каспийскому прогибу (см. рис. 7). В Среднекаспийской синеклизе значения теплового потока варьируют от 48 до 80 мВт/м² и от 35 до 90 мВт/м² – в Терско-Каспийском прогибе (см. рис. 6в). Преобладающая часть землетрясений, сосредоточенных на глубинах до 20 км, соотносятся со значениями теплового потока в диапазоне от 30 до 100 мВт/м² (см. рис. 6в). Область землетрясений, происходящих на глубинах 45–55 км, отмечается значениями ТП от 70 до 85 мВт/м². Для



Рис. 6. График взаимосвязи значений теплового потока и гипоцентров землетрясений за 1980–2018 гг. для различных тектонических структур.

а-в – регионы структур. а-в – регионы – Карпатский, $M_w > 3.0$ (а), Рила-Родопский, $M_w > 3.0$ (б), Кавказско-Каспийский, $M_w > 3.5$ (в). 1–11 – структурно-тектонические элементы Карпатского региона: 1 – Карпатская складчатая область, 2 – Паннонский массив, 3 – Пенинская утесовая зона, 4 – Передовой Предкарпатский прогиб, 5 – Центральная зона древних ядер Западных Карпат, 6 – Мармарошский массив, 7 – Закарпатский внутренний прогиб, 8 – горы Апусени, 9 – Трансильванская впадина, 10 – Мизийская плита, 11 – зона Вранча; 12–19 – структурно-тектонические элементы Кавказско-Каспийского региона: 12 – Прикаспийская впадина, 13 – Среднекаспийская синеклиза, 14 – Большой Кавказ, 15 – Малый Кавказ, 16 – Терско-Каспийский прогиб, 17 – Куринская впадина, 18 – Кусаро-Дивичинский прогиб, 19 – Апшерон-Прибалханская система поднятий.



Рис. 7. Распределение теплового потока, современной сейсмичности и активных разломов в Кавказско-Каспийском регионе (а – все землетрясения с $M_w > 3.5$, б – землетрясения, произошедшие на глубинах более 45 км). H – глубина гипоцентра землетрясений; M_w – их моментная магнитуда; красные пунктиры – активные разломы. 1-12 – структурно-тектонические элементы: 1 – Прикаспийская впадина, 2 – Северо-Устюртский блок, 3 – складчатость (За – Кряж Карпинского, 3б – Мангышлакско-Центральноустюртская зона, 3в – Туаркырская зона), 4 – Среднекаспийская синеклиза, 5 – Терско-Каспийский прогиб, 6 – Большой Кавказ, 7 – Куринская впадина, 8 – Аджаро-Триалетская складчатая зона, 9 – Кусаро-Дивичинский прогиб, 10 – Малый Кавказ, 11 – Центральный армянский прогиб, 12 – Апшерон-Прибалханская система поднятий; 13–16 – углеводородные месторождения: 13 – нефтяные, 14 – крупнейшие нефтяные, 15 – газовые, 16 – крупнейшие газовые. Система координат Stereographic North Pole.

глубокофокусных землетрясений (до 160 км), приуроченных исключительно к Терско-Каспийскому прогибу, характерны различающиеся по величине зоны теплового потока. Одна часть – это невысокие значения ТП (35 мВт/м² – максимум, до 50 мВт/м²), другая – в среднем от 65 до 90 мВт/м², максимальные значения достигают 145 мВт/м² в области сочленения Терско-Каспийского прогиба с Южно-Каспийской впадиной, где широко проявлены углеводородные структуры (см. рис. 7).

Геотермическое поле региона Северного Кавказа тесно связано с тектоническим строением и историей геологического развития. Минимальные измеренные значения теплового потока приурочены к докембрийским выступам фундамента, например, таким как Ростовский выступ ВЕП, а также к областям с большой скоростью седиментации, где происходит экранирование глубинного теплового потока накапливающимися "холодными" осадками (Терско-Каспийский прогиб). В этих районах значения теплового потока изменяются от 36 до 60 мВт/м². Максимальный ТП фиксируется в структурах транскавказского простирания: Минераловодском, Майкопском выступах, где он достигает 80-100 мВт/м² (см. рис. 7).

На южном склоне Большого Кавказа соблюдается та же тенденция, т.е. тепловой поток на выступах транскавказского простирания выше, чем в межгорных впадинах с высокой скоростью осадконакопления. Так, в Рионской и Нижнекуринской впадинах тепловой поток изменяется от 32 до 65 мВт/м², а в Аджаро-Триалетии, Армянской глыбе – достигает 80–85 мВт/м².

Прилегающая с севера к Кавказскому региону платформенная область (см. рис. 7), Грузинская глыба и некоторые другие стабильные участки характеризуются средними значениями теплового потока (42-60 мВт/м²). Велика при этом роль тектонического фактора. Так, в Индоло-Кубанском прогибе не встречены аномально низкие значения теплового потока из-за влияния складчатой системы Большого Кавказа и Ставропольского поднятия, а средние значения ТП в центре Терско-Каспийской впадины ассоциируются с Терско-Сунженским поднятием. В Армении высокие значения отмечаются в области развития гранитоидов с повышенным содержанием радиоактивных элементов и с активной верхней мантией, вызывающей новейшую тектоно-магматическую перестройку.

Структуры Кавказа обладают большой тектонической неоднородностью, что обусловливает также неоднородность теплового поля. Из-за этого на границах тектонических зон длительное время существуют полосы резких горизонтальных температурных градиентов. Они создают термоупругие напряжения, которые обусловливают живучесть глубинных разломов кавказского и транскавказского простираний. Для Большого Кавказа значения ТП в среднем находятся в диапазоне от 35 до 60 мВт/м², максимальные значения достигают 100 мВт/м². Для Малого Кавказа значения ТП сосредоточены в диапазоне от 35 до 60 мВт/м². Различия наблюдаются в гипоцентрах землетрясений. Для Малого Кавказа землетрясения происходят на глубинах до 20 км, для Большого Кавказа – это, в том числе, глубокофокусные события – до 100 км.

За рассматриваемый период сейсмических наблюдений из крупных, возможно и разрушительных, землетрясений с $M_w > 6$ в районе складчатого пояса Большого Кавказа наблюдалось четыре события. Для районов эпицентров этих землетрясений характерны небольшие значения ТП – 34–44 мВт/м². Землетрясения являются коровыми, гипоцентры – от 10 до 15 км.

В табл. 2 приведены результаты расчетов корреляционной связи теплового потока и сейсмичности (M_w) для основных структурно-тектонических элементов Кавказско-Каспийского региона в соответствии с рис. 3в и по формуле (1). На рис. 8 представлены графики зависимостей ТП и M_w .

Аналогично Карпатскому региону наблюдаются проявления антибатной связи между исследуемыми параметрами. Наиболее значимая антибатная связь характерна для Северного Каспия, для Прикаспийской впадины и для Южного Каспия в пределах Апшерон-Прибалханской системы (см. рис. 8).

Согласно историческим сведениям, в Кавказском регионе ощущались землетрясения с магнитудой более 7 — это события 1668, 1406 и 1139 гг. По результатам моделирования возможных мест сильных землетрясений в Черноморско-Каспийском регионе предполагается, что большая их часть приурочена к зонам сочленения Большого и Малого Кавказа с граничащими структурами [Новикова, Горшков, 2018]. Отметим, что это области со значениями теплового потока от 40 до 55 мВт/м². Данный факт и тепловой поток в районах исторических землетрясений подтверждает, что большие значения магнитуд землетрясений соответствуют меньшим значениям ТП, т.е. подтверждается антибатная связь между значениями теплового потока и магнитудой землетрясений, выделенная нами за период 1980-2018 гг.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Составленные карты распределения значений теплового потока в районах исследований позволяют говорить о наличии низких значений теплового потока в краевых зонах Восточно-Европей-

№ п/п	Регион	Размерность квадрата средних значений ТП и <i>М</i> _w	Размерность массива, п	Коэффициент корреляции, г	Доверительная вероятность коэффициента корреляции, Р	Уравнение регрессии <i>М</i> _w и ТП
1	Прикаспийская впа- лина	$0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$	12	-0.46	0.92	$M_{\rm w} = -0.004 {\rm q} + 5.0$
2	Северо-Устюртский	-	—	Не значим	—	_
3	Складчатости: Кряж Карпинского, Ман-	_	_	Не значим	_	_
	гышлакско-Централь- ноустюртская зона, Туаркырская зона					
4	Среднекаспийская синеклиза: — Скифская плита	$0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$	17	-0.2	0.59	$M_{\rm w} = -0.005 {\rm q} + 5.09$
	 Песчаномысская зона поднятий 	$0.5^{\circ} imes 0.5^{\circ}$		-0.33	0.94	$M_{\rm w} = -0.003 {\rm q} + 4.99$
5	Терско-Каспийский прогиб	_	_	Не значим	_	_
6	Большой Кавказ (точки севернее 42.5 в.ш. не учитыва-	$0.5^{\circ} imes 0.5^{\circ}$	32	-0.32	0.94	$M_{\rm w} = -0.008 {\rm q} + 5.07$
7	лись) Интинаная втолина	$0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$	22	0.22	0.06	M = 0.018 - 5.00
8	Куринская впадина Алжаро-Триалетская	0.3×0.3 $0.05^{\circ} \times 0.05^{\circ}$	22	-0.33 -0.28	0.90	$M_{\rm w} = -0.018 q + 3.09$ $M_{\rm w} = -0.009 q + 4.96$
9	складчатая зона Кусаро-Дивичинский	$0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$	22	-0.24	0.74	$M_{\rm w} = -0.042 q + 6.23$
10	прогио Малый Кавказ	$0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$	18	-0.38	0.91	$M_{\rm m} = -0.002 \mathrm{g} + 5.42$
11	Центральный армян- ский прогиб	_	_	Не значим	_	
12	Апшерон-Прибалхан- ская система поднятий	$0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$	29	-0.28	0.89	$M_{\rm w} = -0.001 {\rm q} + 4.92$

Таблица 2. Расчет корреляционной связи теплового потока и магнитуды землетрясений в Каспийско-Кавказском регионе

Примечание. "Не значим" — доверительная вероятность значимости коэффициента корреляции менее 0.5; прочерк — данных в массиве менее 5, и статистическая обработка не представляется возможной.

ской платформы. Среднее значение ТП на границах рассматриваемых регионов составляет $30-50 \text{ мBt/m}^2$.

Анализ геотермического и сейсмического полей для рассматриваемых структур обрамления Восточно-Европейской платформы позволяет выделить следующие общие закономерности.

1. Преобладающая часть землетрясений Карпатского, Рила-Родопского и Кавказско-Каспийского регионов относится к коровым, гипоцентры которых сосредоточены в основном на глубинах до 20 км.

2. Глубокофокусные землетрясения приурочены к складчатым областям зоны Вранча и Большого Кавказа, а также Терско-Каспийского прогиба. 3. Выявлена антибатная связь между значениями ТП и магнитудой землетрясений.

4. В районах с повышенным значением ТП (более 70 мВт/м²) практически отсутствуют коровые землетрясения.

По всей вероятности, подобные выводы можно отнести и к Арктическому региону, для которого пока отсутствует представительная база сейсмических данных в силу слабой сейсмичности региона и редкой сети сейсмических станций, поэтому нет возможности выполнить расчет корреляционной связи теплового потока и магнитуды землетрясений. Тем не менее, для ряда шельфовых землетрясений гипоцентр определен до глу-



Рис. 8. Графики зависимостей средних значений теплового потока и унифицированных магнитуд для некоторых структурно-тектонических элементов Кавказско-Каспийского региона. 1 – Прикаспийская впадина, 2 – Среднекаспийская синеклиза, 3 – Большой Кавказ, 4 – Малый Кавказ, 5 – Куринская впадина, 6 – Кусаро-Дивичинский прогиб, 7 – Апшерон-Прибалханская система поднятий, 8 – Аджаро-Триа-

бин 20 км. Преобладающие значения TП находятся в диапазоне от 60 до 80 мBT/m^2 .

летская складчатая зона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы исследовали связь геотермического поля и сейсмичности в ключевых регионах на периферии Восточно-Европейской платформы: в Западном секторе Арктики, в районах складчатых поясов Карпат и Балкан, а также пространственно связанных с этими поясами межгорных и предгорных впадин, в уникальном солянокупольном бассейне — Прикаспийской впадине, на Большом и Малом Кавказе. Все эти регионы разнотипны по своему глубинному строению, по истории геологического развития, интенсивности сейсмических проявлений и тепловому потоку, но для всех них характерна антибатная зависимость сейсмической активности, выраженной величиной магнитуды землетрясений, и теплового потока.

Первая фраза этой работы на эмоциональном уровне констатировала: "априорно можно утверждать, что такие геофизические параметры как тепловой поток (ТП) и магнитуда землетрясений (M_w) генетически связаны". Оставалось только на количественном уровне подтвердить или опровергнуть такое утверждение.

Нами использовались два апробированных ресурса: ГИС-технологии и статистический анализ. Фактические данные, которые характеризовали распределение сейсмичности и теплового потока, брались из Мировых баз данных этих полей. Но особенностью селекции данных было то, что мы полностью учлите измерения параметров землетрясений в Западно-Арктической зоне и теплового потока в Баренцевом море, в Рила-Родопском складчатом поясе и в Прикаспийской депрессии, которые были непосредственно получены авторами этой работы.

Связь "сейсмичность—тепловой поток" для геодинамических зон, характеризующихся высокой сейсмичностью, была описана во многих публикациях. Но в данном исследовании мы акцентировали внимание на существовании такой связи в районах, которые относятся к категории асейсмичных.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны коллегам, с которыми обсуждались отдельные разделы статьи, а также сотрудникам наших организаций, участвовавшим в полевых работах в различных регионах и в разные годы.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Госбюджетных тем № 0135-2019-0040 "Тепловой ре-

жим, геотермальная активность и геоэнергетика в обрамлении Восточно-Европейской платформы" и НИР № 1220113003898 "Изучение закономерностей проявления современных геодинамических процессов в Западном арктическом секторе Российской Федерации для разработки научно-методических основ мониторинга природно-техногенных опасностей Северного морского пути", а также гранта РФФИ № 19-05-00014.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антоновская Г.Н., Басакина И.М., Конечная Я.В. Распределение сейсмичности и аномалии теплового потока Баренцевоморского региона // Геотектоника. 2018. № 1. С. 52–62.

Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.

Асада Т., Исибаси К., Матсуда Т. и др. Методы прогноза землетрясений, их применение в Японии. М.: Недра, 1982. 248 с.

Атлас "Геология и полезные ископаемые шельфов России" / Гл. ред. М.Н. Алексеев. М.: Научный мир, 2004. 108 с. ISBN 5-89176-239-0.

Верба В.В., Астафурова Е.Г., Леонов В.О., Мандриков В.С., Хлюпин Н.И. Строение северной континентальной окраины Баренцевского шельфа в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона // Тр. НИИГА– ВНИИОкеангеология. Т. 203. СПб., 2004. С. 169–175.

Гейнс В.А., Грабенников А.В., Куликов Г.В. и др. Результаты изучения режима термальных вод в районе г. Ташкента в связи с Ташкентским землетрясением // Ташкентское землетрясение 26.04.66. Ташкент: Фан, 1971. С. 200–208.

Гидрогеотермические условия Арало-Каспийского региона. Алма-Ата: Наука, 1977. 184 с.

Гинтов О.Б., Муровская А.В., Егорова Т.П., Вольфман Ю.М., Цветкова Т.А., Бугаенко И.В., Колесникова Е.Я., Островной А.Н., Бубняк И.Н., Фарфуляк Л.В., Амашукели Т.А. Глубинная сейсмогенная зона Вранча как индикатор геодинамического процесса // Геофиз. журнал. 2015. Т. 37. № 3. С. 22–49.

Гмурман В.Е. Теория вероятностей и математическая статистика. М.: Высшая школа, 2005. С. 327–349.

Дальян И.Б., Посадская А.С. Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука, 1972. 192 с.

Дальян И.Б., Сыдыков Ж.С. Геотермические условия восточной окраины Прикаспийской впадины // Сов. геология. 1972. № 6. С. 126–131.

Дружинин А.В. О связи между геотермическим режимом осадочной толщи и строением кристаллического фундамента // Геология нефти и газа. 1961. № 3. С. 20–25.

Жеваго В.С. Геотермия и термальные воды Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. 253 с.

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.

Кутас Р.И. Тепловой поток и геотермические модели земной коры Украинских Карпат // Геофиз. журнал. 2014. Т. 36. № 6. С. 3–27.

Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Тепловое поле Украины. Киев: Наукова думка, 1971. 140 с.

Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наукова думка, 1978. 140 с. Литосфера Центральной и Восточной Европы. Молодые платформы и Альпийский складчатый пояс / Гл. ред. А.В. Чекунов. Киев: Наукова думка, 1994. 332 с.

Литосфера и гидросфера европейского Севера России. Геоэкологические проблемы. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 408 с.

Ляшкевич З.М., Яцожинский О.М. Альпийский магматизм Украинских Карпат, его эволюция и геодинамика // Геофиз. журнал. 2005. Т. 27. № 6. С. 1005–1011.

Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Чепкунас Л.С., Старовойт О.Е. Инструментальные сейсмологические наблюдения на Восточно-Европейской платформе. Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы / Под ред. Н.В. Шарова, А.А. Маловичко, Ю.К. Шукина. Кн. 1. Землетрясения. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. С. 14–66.

Никитин Д.С., Хуторской М.Д., Иванов Д.А., Горских П.П. Глубинное строение и нефтегазоносность северо-восточной части Баренцевоморского шельфа // Тр. ГИН РАН. Вып. 622. М.: ГЕОС, 2020. 146 с.

Новикова О.В., Горшков А.И. Высокосейсмичные пересечения морфоструктурных линеаментов Черноморско-Каспийского региона // Вулканология и сейсмология. 2018. № 6. С. 23–31.

https://doi.org/10.1134/S020303061806007X

Поляк Б.Г., Гордиенко В.В., Чешко А.Л. и др. Изотопы гелия в подземных флюидах Восточных Карпат // Докл. РАН. 1999. Т. 367. № 2. С. 244–249.

Старовойт О.Е. Сейсмические наблюдения в России // Земля и Вселенная. 2005. № 2. С. 82-89.

Уломов В.И. Прогноз сейсмических проявлений в Москве при землетрясениях в зоне Вранча // Физика Земли. 2010. № 1. С.3–20.

Фастовец Н.О., Попов М.А. Математическая статистика. М.: Изд-во "Нефть и газ", 2012. 99 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.

Хорват Ф., Бодри Л., Оттлик П. Геотермия Венгрии и тектонофизика "красного пятна" Паннонской впадины // Тепловое поле Европы / Ред. В. Чермак, Л. Рибах. М.: Мир, 1982. С. 176–190.

Хуторской М.Д., Антипов М.П., Волож Ю.А., Поляк Б.Г. Температурное поле и трехмерная геотермическая модель Прикаспийской впадины // Геотектоника. 2004. № 1. С. 63–72.

Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р. Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 318–323.

Хуторской М.Д., Ахмедзянов В.Р, Ермаков А.В. и др. Геотермия арктических морей // Тр. ГИН РАН. Вып. 605. М.: ГЕОС, 2013. 231 с.

Хуторской М.Д., Поляк Б.Г. Геотермические модели геодинамических обстановок разного типа // Геотектоника. 2014. № 1. С. 77–96.

Хуторской М.Д., Антоновская Г.Н., Басакина И.М. и др. Сейсмичность, тепловой поток и тектоника Западно-Арктического бассейна // Мониторинг. Наука и технологии. 2015. № 3(24). С. 23–32.

Шварцман Ю.Г. Тепловой режим и глубинное строение литосферы Европейского сектора Арктики // Тепловое поле Земли и методы его изучения // Сб. науч.

трудов / Отв. ред. Ю.А. Попов. М.: РИО РГГРУ, 2008. С. 279–284.

Шипилов Э.В., Тюремнов В.А., Глазнев В.Н., Голубев В.А. Палеогеографические обстановки и тектонические деформации Баренцевоморской континентальной окраины в кайнозое // Докл. РАН. 2006. Т. 407. № 3. С. 378–383. Antonovskaya G.N., Basakina I.M., Vaganova N.V., Kapustian N.K., Konechnaya Ya.V., Morozov A.N. Spatiotemporal Relationship between Arctic Mid-Ocean Ridge System and Intraplate Seismicity of the European Arctic // Seismolog. Res. Lett. 2021. V. 92(5). Р. 2876–2890.

https://doi.org/10.1785/0220210024

Arctic Petroleum Geology / Eds A.M. Spencer, A.F. Embry, D.L. Gautier, A.V. Stoupakova, K. Sørensen // Geological Society Memoir № 35. The Geological Society, London. 2011. 661 p.

https://doi.org/10.1144/M35.21

Baranov S.V. Modeling and simulating an aftershock process caused by a strong earthquake in the Barents Sea shelf // Russ. J. Earth. Sci. 2011.V. 12. P. 1–9.

https://doi.org/10.2205/2011ES000502

Čermak V., Bodri L. Heat flow map of Europe revised. 1998 / Ed. C. Clauser. Mitteilungen DGG, Sonderband II/1998. P. 58–63.

Cornides I., Takaoka N., Nagao K., Matsuo S. Contribution of mantle derived gases to subsurface gases in a tectonically quiescent area, the Carpathian Basin, Hungary, revealed from noble gases measurements // Geochem. J. 1986. V. 20. P. 119–125.

Doser D.1., Kanamori H. Depth of seismicity in the Imperial Valley region (1977–1983 and its relationship to heat flow, crustal structure, and the October 15, 1979 earthquake // J. of Geophys. Res. 1986. V. 91. № 81. P. 675–688.

Filippucci M., Tallarico A., Dragoni M., de Lorenzo S. Relationship between depth of seismicity and heat flow: the case of the Gargano area (Italy) // Pure Appl. Geophys. 2019. V. 176. P. 2383–2394.

Hutchinson M.F. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits // Journal of Hydrology. 1989. V. 106. Iss. 3–4. P. 211–232. https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90073-5

Hutchinson M.F., Xu T., Stein J.A. Recent Progress in the ANUDEM Elevation Gridding Procedure // Geomorphometry 2011/ Eds T. Hengel, I.S. Evans, J.P. Wilson, M. Gould. Redlands, California, USA, 2011. P. 19–22. *Ito A*. Earthquake swarm activity revealed from high-resolution relative hypocenters – clustering of microearthquakes // Tectonophysics. 1990. V. 175. P. 47–66.

Khutorskoy M., Kostova N., Hristov V., Benderev A. Heat flow and depth temperatures in the earth crust of Bulgaria based on numerical modeling // Review of the Bulgarian geological Society. 2019. V. 80. Part 2. P. 443–452.

Lenkey L. Geothermics of the Pannonian Basin and its bearing on the tectonics of basin evolution. Amsterdam: Netherlands Research School of Sedimentary geology, 1999. 215 p.

Majorowicz J A., Čermak V., Safanda J., Krzywiec P., Wroblewska M., Guterch A., Grad M. Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the Polonaise'97 seismic experiment // Phys. Chem. Earth. 2003. V. 28. P. 375–391.

Papadakis G., Vallianatos F., Sammonds P. Non-extensive statistical physics applied to heat flow and the earthquake frequency–magnitude distribution in Greece // Physica A: Statistical Mechanics and its Applications. 2016. V. 456(C). P. 135–144.

https://doi.org/10.1016/j.physa.2016.03.022

Pubellier M., Rossi P., Petrov O., Shokalsky S., St-Onge M., Khanchuk A., Pospelov I. Tectonic map of the Arctic. St. Petersburg, Russia: VSEGEI Printing House, 2018. https://doi.org/10.14683/2018TEMAR10M

Tanaka A. Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (II): Crustal thermal structure and its relationship to seismogenic layer // Earth Planets Space. 2004. V. 56. P. 1195–1199.

Tanaka A., Yamano M., Yano Y., Sasada M. Geothermal Gradient and Heat Flow Data in and around Japan, Digital Geoscience Map DGM P-5 // Geological Survey of Japan. 2004.

The Global Heat Flow Database of the International Heat Flow Commission. Site Provided by the University of North Dakota [Electronic resort]. 2021 – Access mode: http:// www.ihfc-iugg.org/products/global-heat-flow-database

Zhan Z. Gutenberg–Richter law for deep earthquakes revisited: A dual-mechanism hypothesis // Earth Planet. Sci. Lett. 2017. V. 461. P. 1–7.

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.12.030

Seismicity and Heat Flow in the Frame of Eastern European Platform

M. D. Khutorskoi^{1, *}, G. N. Antonovskaja^{2, **}, I. M. Basakina², and E. A. Teveleva^{1, ***}

¹Geological Institute RAS, Pyzhevsky lane, 7, bld. 1, Moscow, 119017 Russia

²Laverov's Federal Research Center for the Integrated Arctic Study Ural Branch of the RAS, Northern Dvina emb., 23, Arkhangelsk, 163000 Russia

*e-mail: mdkh1@vandex.ru

**e-mail: essm.ras@gmail.com

***e-mail: eteveleva@yandex.ru

The manifestations of seismic activity and heat flow in the regions of the Eastern European Platform framing are considered: in the Western sector of the Arctic, in the Carpathians, the Balkans, the Rhodopes-Rila, and in the Caspian Basin. At the statistical level, a significant anti-negative relationship of these parameters is proved. Regression equations are given that allow us to estimate the seismic activity depending on the geothermal regime.

Keywords: heat flow, seismicity, antibath relationship