

СТАНОВЛЕНИЕ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ СУБВУЛКАНИЧЕСКОЙ ГАББРО-ДИОРИТОВОЙ ИНТРУЗИИ АГИНСКОГО Au-Ag-Te МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАМЧАТКА

Е.Д. Скильская, Д.А. Яблокова, А.В. Сергеева, О.А. Зобенько, Т.М. Философова

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия;
e-mail: wideworldscience@gmail.com*

Поступила в редакцию 12 января 2024 г.

В статье приводятся результаты петролого-минералогических и геохимических исследований магматических пород субвулканического интрузива габбро-диоритов и вмещающих вулканитов Агинского золото-серебро-теллуридного месторождения, расположенного в Центрально-Камчатском вулканическом поясе. Магматические породы, связанные множественными взаимными переходами, представлены габбро, габбродиоритами, диоритами, кварцевыми диоритами, гранитами. По составу породы соответствуют умеренно- и высококалиевым известково-щелочным петрохимическим сериям. Вмещающие вулканиты комагматичны интрузивным породам массива. Основные минералы-концентраторы фтора и хлора в магматических породах – биотит и апатит. Апатиты по составу существенно фтористые с пониженным количеством хлора. На основании проведенных исследований сделаны выводы о том, что Агинский массив габбро-диоритов представляет собой сложную многофазную интрузию, сформированную в островодужных геодинамических условиях. Формирование интрузивных фаз происходило в интервале температур 450–1300 °С на фоне снижения содержаний хлора и накопления фтора при интенсивной дегазации магматического расплава.

Ключевые слова: субвулканический массив, плагиоклаз, хлор, фтор, месторождение, Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

С малоглубинными интрузивными массивами, представляющими собой связующее звено между плутоническими и изверженными вулканическими породами, нередко ассоциируют рудные месторождения, в том числе эпитермальные золото-серебряные [14]. Среди многообразия субвулканических магматических образований выделяют следующие типы: субвулканические тела закрытого типа, сформированные в закрытой системе; субвулканические тела, сообщающиеся с дневной поверхностью и экструзивные купола. Все перечисленные типы субвулканических интрузивов широко распространены на Урале и Северо-Востоке России, в том числе и в вулкано-плутонических поясах Камчатки.

Золото-серебряное оруденение Центральной Камчатки тяготеет к площадям развития малоглубинных интрузий габбродиоритов, трахидацитов и диоритов [5, 9, 10, 22]. Первые сведения о вещественном и минеральном составе ряда интрузивов Центральной Камчатки приводятся в работах О.Н. Воынца [4] и

Н.Л. Шилина [24]. По условиям формирования выделяют два типа интрузивов. К первому типу относятся интрузивные массивы, образовавшиеся в течение нескольких фаз внедрения. Другой тип представляют собой массивы, сформировавшиеся в одну фазу внедрения с последующей дифференциацией в интрузивной камере. Позднее А.А. Алискеров [1], изучая малоглубинное оруденение Авачинско-Китхойской зоны поднятия, выявил закономерную принадлежность непродуктивной медно-молибденовой минерализации к массивам первого типа и существенную полиметаллическую к массивам второго типа.

Агинский субвулканический массив габбро-диоритов располагается в центральной части кальдеры палеовулкана Агинский, возраст которого, по данным И.Д. Петренко [10], оценивается в 7.64–7.71 млн лет. С интрузивом пространственно ассоциируют проявления богатой золото-серебряной эпитермальной минерализации Абдрахимовского рудного поля, локализованные по кольцу вокруг субвулканического тела (рис. 1) [6, 8, 10, 26]. К наиболее крупным объектам

Абдрахимовского рудного поля относится Агинское золото-серебро-теллуридное месторождение, характеризующееся необычно высокими концентрациями золота, серебра, теллура, меди, широким спектром золото-серебряных теллуридов, а также повсеместным развитием высокопробного горчичного самородного золота [8, 26, 34]. Изучением субвулканического массива занимались в разное время И.Д. Петренко [10], В.С. Шеймович, М.Г. Патока [23], однако их опубликованные сведения сводятся к обобщенной петрохимической характеристике пород массива и минералогической специализации. Цель настоящего исследования заключается в изучении состава и условий образования массива, сопоставлении с вмещающими породами, а также в оценке роли фтора и хлора на позднемагматических стадиях, экстрагирующих рудные компоненты с последующим формированием эпитермальных золото-серебряных месторождений.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АГИНСКОГО ПАЛЕОВУЛКАНА

Агинская рудоносная палеовулканическая структура представляет собой сильно расчлененный горный массив с альпинотипными формами рельефа и абсолютными вершинами 1400–1800 м. Детальная стратиграфия района палеовулкана, магматизм и тектоника приведены в работах И.Д. Петренко, В.С. Шеймовича, М.Г. Патоки [10, 23].

Агинский палеовулкан был образован на пересечении скрытых разломов северо-западного и северо-восточного направления в неоген-раннечетвертичное время. Центральную часть массива пререзает глубокий трог долины р. Ага (рис. 1).

В геологическом строении палеовулкана выделены: фундамент, нижний рудовмещающий миоцен-плиоценовый и верхний четвертичный ярусы. Фундамент представлен верхнемеловыми-палеоценовыми псаммитовыми, псефитовыми, агломератовыми туфами среднего и средне-основного состава, базальтами, трахиандезитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами ирунейской и кирганинской свит. Нижний структурный ярус подразделен на нижний и верхний подъярусы. Нижний подъярус представлен среднемиоценовыми вулканогенными образованиями кими-

тинского комплекса, в состав которого входят агломератовые и псефитовые туфы основного и среднего состава, базальты, андезибазальты, андезиты, дацциан-дезиты, дациты, их туфы. Верхний подъярус сложен позднемиоцен-плиоценовыми вулканитами дацитового, риодацитового, базальтового, андезибазальтового, андезитового составов, их туфами и кластолавами кахтунского комплекса. Верхний четвертичный ярус включает продукты извержений вулканов Копыльинский и Ичинский, а также ледниковые и современные аллювиальные, пролювиальные, коллювиальные и делювиальные отложения. Четвертичные отложения отмечаются на вершинах водоразделов, в долинах рек и ручьев.

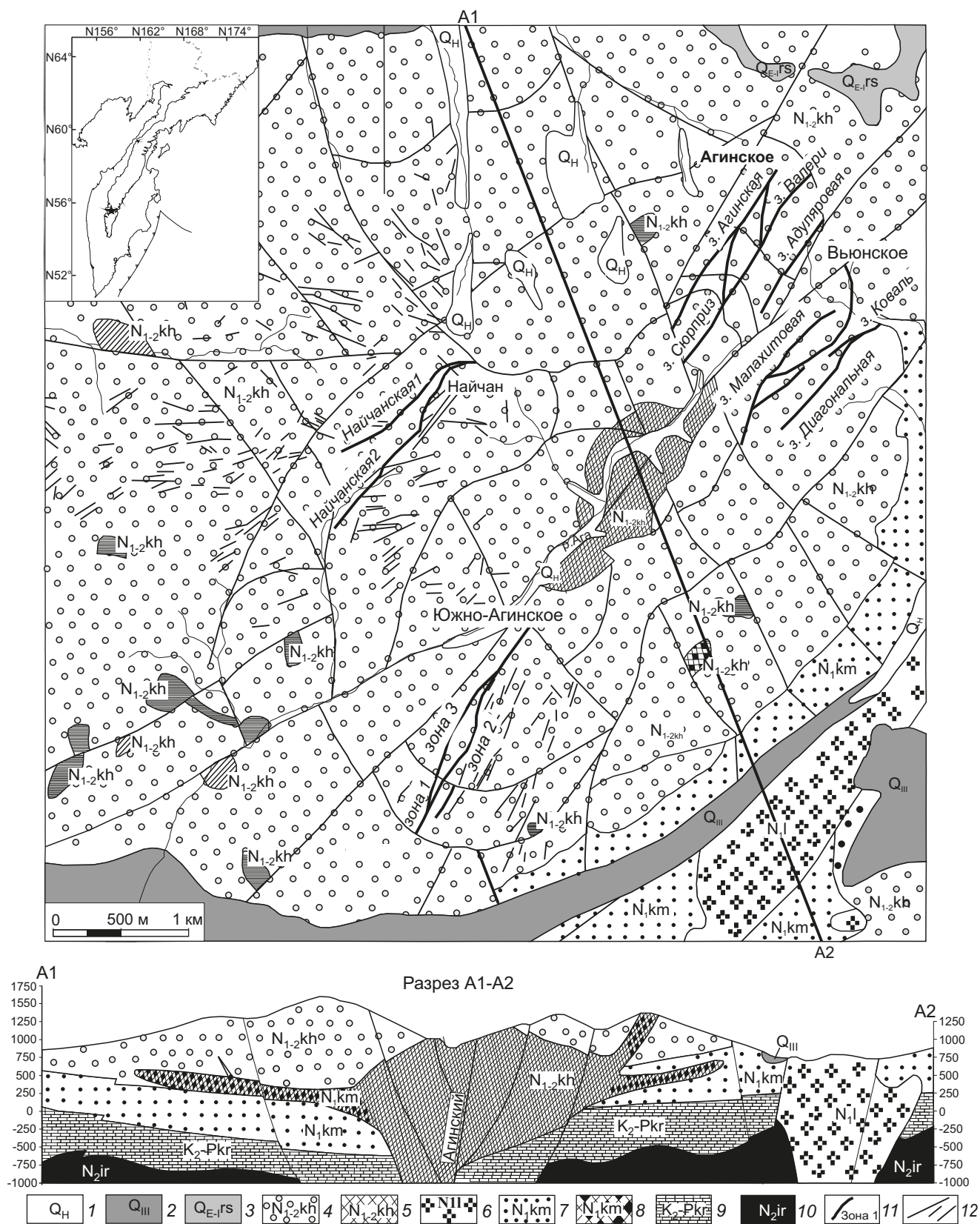
В целом, породы, слагающие постройку Агинского палеовулкана, представлены слабо дифференцированными андезибазальтами и базальтами, которые пользуются одинаково широким распространением как среди экструзивных, так и субвулканических фаций [6, 10, 23].

В пределах кальдеры Агинского палеовулкана широко развиты интрузивные, субвулканические тела и дайки андезитов, андезибазальтов, дацитов, риодацитов, базальтов кимитинского, лавкинского, кахтунского и рассошинского комплексов [6]. Наибольшим разнообразием петрохимических особенностей отличаются породы кимитинского комплекса. Они образуют разнообразные по форме и размерам субвулканические тела, которые подчиняются, в целом, северо-восточной ориентировке кальдеры и сосредоточены на восточном фланге (рис. 1). Наиболее крупный и сложный по своему строению габбро-диоритовый массив относится к кахтунскому комплексу.

Субвулканический интрузив представлен на современном эрозионном срезе в виде небольшого тела неправильной формы (4 × 1 км), выходящего на дневную поверхность на абсолютных высотах 900–1200 м в центральной части кальдеры палеовулкана (рис. 1). По данным геофизических работ, интрузия площадью 5 км² залегает на небольшой глубине [6]. С глубиной массив увеличивается в размерах и склоняется в северо-восточном направлении [6, 10, 23]. По мнению И.Д. Петренко [10], этот субвулканический массив мог образоваться вследствие закупорки центрально-

Рис. 1. Геологическая карта-схема Агинского палеовулкана с разрезом (АО «Камголд»).

1 – четвертичные отложения; 2 – базальты, андезибазальты, андезиты, их туфы, дациты, риолиты ичинского комплекса (плейстоцен); 3 – базальты, андезибазальты, их туфы рассошинского комплекса (эоплейстоцен); 4 – покровные фации базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов кахтунского комплекса (плиоцен); 5 – субвулканические тела диорит-порфиров-габбро, диатремы, дайки и силлы диорит-порфиров кахтунского комплекса (плиоцен); 6 – штоки и дайки кварцевых диоритов лавкинского комплекса; 7 – покровные фации андезитов, андезибазальтов, базальтов кимитинского комплекса (миоцен); 8 – штоки и дайки андезитов, базальтов, андезибазальтов, дацитов кимитинского комплекса (миоцен); 9 – дациты, туфы базальтов, базальты, андезиты кирганинской свиты (мел-палеоцен); 10 – базальты, андезиты, их туфы ирунейской свиты (верхний мел); 11 – кварц-адуляровые жильные тела; 12 – дайки.



го магматического канала вулкана на ранних стадиях развития вулcano-тектонической структуры.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Работа основана на данных минералого-геохимических исследований образцов керна скважины и также образцов вмещающих туфов, андезитов и андезибазальтов, отобранных на территории Агинского месторождения. Детально изучен минеральный состав всех фазовых разновидностей пород интрузии.

Для выяснения геохимических особенностей субвулканических и эффузивных пород определены содержания основных петрогенных оксидов и примесных элементов методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) с использованием волнодисперсионного рентгенофлуоресцентного спектрометра «S4 PIONEER» фирмы «BRUKER» в Аналитическом Центре ИВиС ДВО РАН (г. Петропавловск-Камчатский) и аналитической лаборатории ACMElabs (Канада). Представительные образцы интрузивных и вулканических пород были проанализированы методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в АСИЦ ИПТМ РАН (г. Черноголовка) для определения содержаний редких и рассеянных элементов.

Минераграфическое и петрографическое описание шлифов и аншлифов выполнено на универсальном прецизионном микроскопе Eclipse LV 100 pol фирмы Nikon в ИВиС ДВО РАН. Минеральный состав пород был исследован методом аналитической сканирующей электронной микроскопии (SEM) на электронном микроскопе Vega III Tescan, оснащенном энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-max80 mm², позволяющим проводить локальный электронно-зондовый микроанализ. Ускоряющее напряжение электронного луча составляло 20 кВ, ток 1 нА, диаметр пучка 5 мкм. Время накопления одного спектра составило 10 сек., обработка одного анализа – 3 сек.

Графическая визуализация геохимических данных была выполнена на базе программы GeoChemical Data toolkit. Кристаллохимические формулы породообразующих минералов рассчитаны в авторской программе CalcForm ведущего научного сотрудника ИВиС ДВО РАН В.В. Ананьева.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Минеральный состав пород

Породы Агинского палеовулкана представлены эффузивными (туфы основного и среднего состава, базальты, андезибазальты, андезиты) и субвулканическими (габбро, диориты, кварцевые диориты, грано-

диориты, граниты) разновидностями. Зона контакта эффузивных пород с субвулканическими отмечается на глубине 146 метров (рис. 2). Габбро имеет с диоритами, кварцевыми диоритами и гранитами резкие и четкие контакты с видимым наличием приконтактных преобразований и зоны закалки (рис. 2, б, в, г, д, ж).

Петрографические исследования показали относительно простой минеральный состав каждой разновидности пород. Химические составы преобладающих породообразующих минералов приведены в таблицах 1, 2, 3, 4.

Габбро – мелкозернистое, сложено основным плагиоклазом, орто- и клинопироксенами, калиевым полевым шпатом с характерной микрографической структурой прорастания с кварцем и биотитом. Акцессорные минералы – магнетит, ильменит, сфен, апатит, сульфиды.

Плагиоклаз образует разноразмерные зерна с незначительной зональностью. Состав плагиоклаза меняется в широких пределах от An₁₀ до An₅₇. Химический состав плагиоклазов представлен в таблице 1. Калиевые полевые шпаты (КПШ) представлены Or₆₇–Or₉₅ (табл. 2) и встречаются в основном в виде микрографических прорастаний с кварцем, отмечаемых на контактах и в ядрах кислого плагиоклаза. При этом некоторые КПШ содержат барий.

Пироксены сильно уступают в размерности плагиоклазам и представлены орто- и клинопироксенами при явном доминировании последних. Ортопироксен по составу соответствует энстатиту (En₆₄Fs₃₆Wo₀). Состав клинопироксена меняется от пизонита (En₅₉Fs₂₃Wo₁₇) до субкальциевого авгита (En₅₂Fs₂₄Wo₂₃) (табл. 3).

Биотит образует зерна удлиненно-таблитчатой формы. Содержание фтора в биотите габбро варьирует в пределах 1.93–4.78 мас. %, при среднем значении 3.40 мас. %. Содержание хлора невысокое – до 0.35 мас. %, среднее значение – 0.27 мас. %. (табл. 4). Содержание хлора в биотите положительно коррелирует с калием, алюминием, титаном, а связи с содержанием фтора не отмечается. Возможно, в биотите габбро конкурируют два механизма замещения в анионной подрешетке: OH → F, OH → Cl, что приводит к отсутствию заметных корреляций в содержаниях хлора и фтора.

Апатит образует вкрапленность мелких идиоморфных кристаллов в основной массе породы. Содержание фтора и хлора в апатитах из габбро варьируют в широких пределах: F – 1.31–3.85 мас. %, Cl – 0.35–3.83 мас. % (табл. 4). Апатиты с высоким содержанием хлора тесно ассоциируют с мирмекитовыми вростками КПШ.

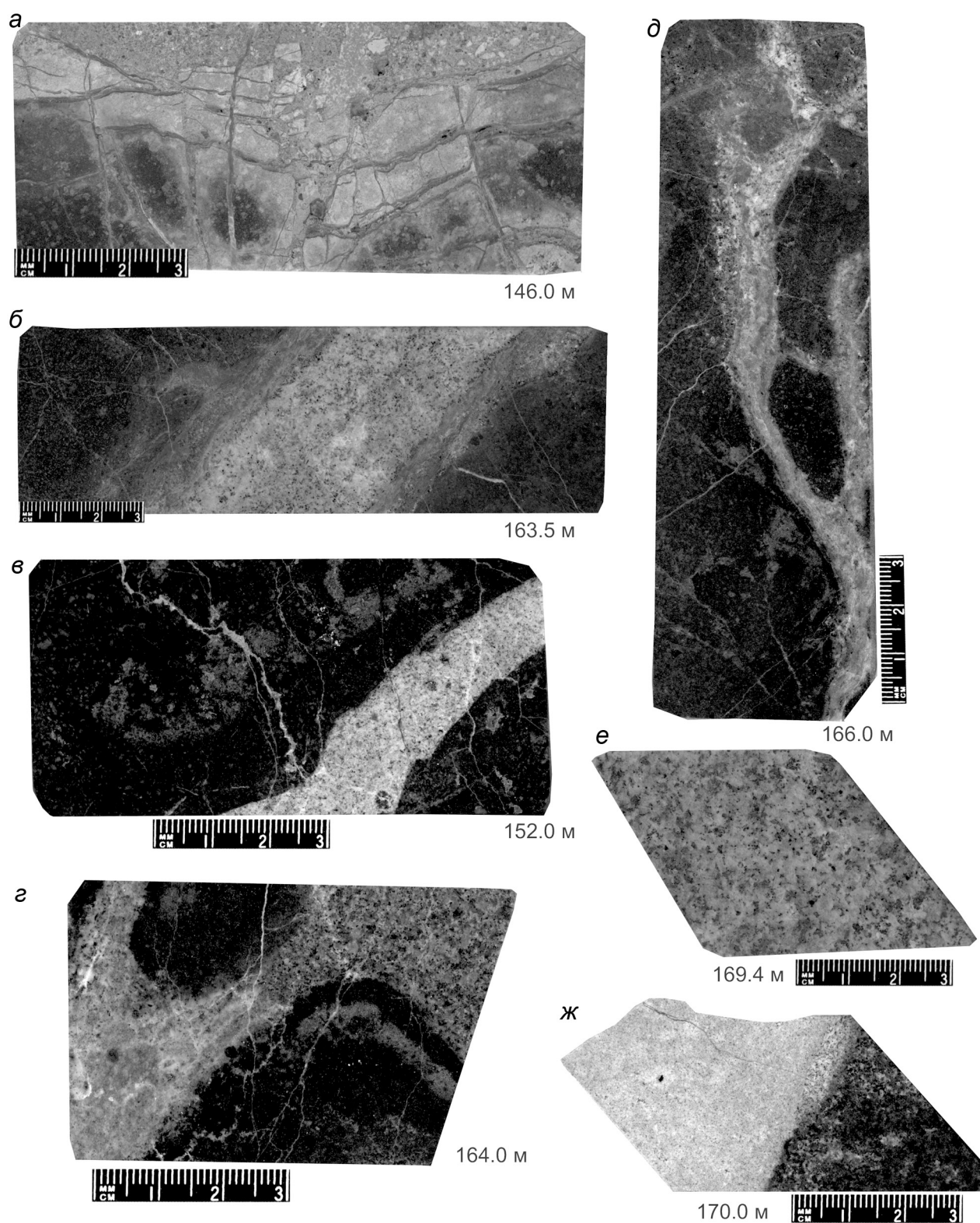


Рис. 2. Керновые образцы субвулканического интрузивного массива габбро-диоритов.

a – контакт габбро с эффузивными андезибазальтами; *б, з, д* – прожилки диоритов в габбро; *е* – прожилок гранита в габбро с четкими интрузивными границами; *е* – диорит; *ж* – контакт габбро с гранитом. Цифры у рисунка – глубина взятия керна.

Таблица 1. Химический состав плагиоклазов из пород субвулканического комплекса (мас. %).

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ ан.	142	86	106	146	204	35	101	75	31	119	52	31
Порода	Габбро				Диориты				Граниты			
SiO ₂	56.69	53	64.26	60.20	54.95	57.72	54.67	54.64	65.67	67.73	66.56	66.54
Al ₂ O ₃	26.16	28.21	19.23	23.32	27.91	26.61	28.17	27.89	20.20	20.18	20.70	19.04
ΣFe ₂ O ₃	0.66	0.68	0.98	0.59	0.81	0.63	0.62	0.62	-	-	-	-
MgO	-	-	2.22	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	9.77	12.19	2.45	6.40	10.70	8.88	10.78	10.47	1.25	0.81	1.4	0.21
Na ₂ O	6.27	4.90	9.62	8.11	5.37	6.40	5.56	5.61	11.26	11.60	11.59	11.93
K ₂ O	0.46	0.33	0.56	0.90	0.49	0.67	0.50	0.48	0.46	0.38	0.28	-
Сумма	100.00	99.31	99.33	99.53	100.23	100.92	100.30	99.71	98.84	100.70	100.53	97.72
Ab	0.51	0.40	0.85	0.66	0.44	0.53	0.47	0.48	0.92	0.94	0.92	0.99
An	0.47	0.58	0.12	0.29	0.54	0.43	0.50	0.49	0.06	0.04	0.06	0.01
Ort	0.03	0.02	0.03	0.05	0.02	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	-

Таблица 2. Химический состав калиевых полевых шпатов из пород субвулканического комплекса (мас. %).

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ ан.	105	126	113	119	14	8	14	13	89	114	112	40
Порода	Габбро				Диориты				Граниты			
SiO ₂	64.76	65.59	66.71	65.40	64.86	64.36	64.11	63.38	65.21	64.4	65.39	64.40
Al ₂ O ₃	18.42	18.30	18.47	18.69	17.97	17.91	18.18	18.15	18.74	18.55	18.3	18.12
ΣFe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	0.50	2.53	5.21	3.97	0.34	-	0.36	0.52	0.57	0.98	0.86	0.94
K ₂ O	17.21	14.56	9.80	11.78	16.68	17.83	17.26	17.14	17.52	17.14	17.10	16.89
Сумма	100.89	100.98	100.19	99.84	99.86	100.10	99.91	99.19	102.04	101.07	101.65	100.35
Ab	0.04	0.21	0.45	0.34	0.03	-	0.03	0.01	0.05	0.08	0.07	0.08
An	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ort	0.96	0.79	0.55	0.66	0.97	1.00	0.93	0.96	0.95	0.92	0.93	0.92

Таблица 3. Химический состав орто- и клинопироксенов из пород субвулканического комплекса (мас. %).

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ ан.	149	61	166	170	169	171	186	220	228	201	1	9
Порода	Габбро						Диориты					
SiO ₂	54.99	54.79	56.44	53.94	52.89	54.72	52.34	53.98	51.56	53.47	56.19	55.33
TiO ₂	-	-	0.2	-	-	-	0.47	-	-	0.32	-	-
Al ₂ O ₃	1.55	1.63	3.44	1.20	1.22	1.02	1.53	1.64	1.42	0.78	1.24	1.70
ΣFe ₂ O ₃	14.85	14.64	12.82	17.92	19.76	17.14	9.63	9.15	8.95	8.81	14.87	14.47
MnO	1.57	1.58	0.41	1.98	1.12	1.76	0.45	0.42	0.38	0.60	1.00	0.85
MgO	18.13	17.91	23.47	14.61	11.96	16.03	15.58	16.02	15.44	14.77	15.2	15.91
CaO	6.82	6.83	2.79	8.71	11.33	9.05	20.23	20.17	19.96	22.19	12.62	10.66
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	0.39	0.47	-	-
Сумма	97.93	97.58	99.57	98.36	98.27	99.72	100.23	101.39	98.64	101.41	101.11	98.91
En	53.99	57.99	68.13	68.54	43.41	34.78	46.01	40.26	40.75	37.90	42.85	46.39
Fs	29.19	26.30	24.55	24.71	35.14	37.92	32.47	16.42	15.59	14.92	27.85	27.85
Woll	16.83	15.72	7.31	6.75	21.44	27.30	21.52	43.32	43.65	47.18	25.76	25.76
#Mg	70.95	68.80	78.55	78.55	61.99	54.76	65.16	76.39	77.53	77.03	68.74	68.7

Таблица 4. Усредненные составы фтор-, хлорсодержащих минералов в зависимости от типа породы (мас. %).

Тип породы	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFe ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	P ₂ O ₅	SO ₃
Габбро	Биотит	41.74	3.63	10.86	10.13	20.35	0.00	1.03	0.68	9.38	3.74	0.25	0.00	0.00
Гранит	Амфибол	49.41	1.08	4.78	12.27	16.69	0.48	10.83	2.02	0.77	2.00	0.19	0.00	0.00
Габбро	Биотит	40.53	3.11	11.40	10.36	20.43	0.00	0.09	0.28	9.43	2.30	0.42	0.00	0.00
Гранит	Биотит	40.54	3.22	11.35	10.15	20.31	0.00	0.14	0.30	9.86	2.64	0.25	0.00	0.00
Диорит	Биотит	41.44	3.25	10.84	9.77	20.43	0.00	0.97	0.63	9.07	3.57	0.22	0.00	0.00
Габбро	F,Cl-апатит	1.93	0.00	0.18	1.25	0.00	0.17	51.95	0.08	0.00	2.45	1.92	40.05	0.00
Гранит	Апатит	0.19	0.00	0.00	0.48	0.00	3.74	50.56	0.15	0.00	0.00	0.10	40.73	0.54
Диорит	F-апатит	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	53.94	0.00	0.00	2.93	0.00	41.74	0.00

Fe-Ti оксиды характеризуются гетерогенностью состава, связанного со сложными структурами распада минералов. Титаномагнетит содержит сетку ильменитовых ламель. Более широкие пластины ильменита в магнетите обычно окружены каймой сфена. В качестве элементов-примесей в титаномагнетите установлены ванадий и марганец.

Диориты. Структура породы полнокристаллическая, среднезернистая, панидиоморфная. Диориты сложены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, пироксеном, биотитом и акцессорными минералами – апатитом, магнетитом, ильменитом, сфеном, цирконом, монацитом и сульфидами.

Плагиоклаз – преобладающий минерал в диоритах, присутствует в виде крупных полисинтетически сдвойникованных кристаллов удлиненно-таблитчатой формы и мелких кристаллов основной массы. Состав плагиоклаза колеблется в достаточно широких пределах от An₁₀ до An₆₃ (табл. 1).

Калиевый полевой шпат образует сравнительно крупные широкопластинчатые зерна и лейсты в основной массе. Характерны повсеместные микрографические прораствания калиевого полевого шпата с кварцем, развивающиеся как в центральных частях зерен, так и по краям кристаллов плагиоклаза. По составу КППШ отвечает ортоклазу Or₅₀–Or₉₇ (табл. 2). Краевые зоны некоторых кристаллов обогащены барием.

Темноцветные минералы представлены клинопироксеном и биотитом, большинство из которых частично или полностью хлоритизированы. Пироксен образует небольшие по размерам зерна между фенокристаллами плагиоклаза. По составу клинопироксен соответствует субкальциевому авгиту (En₅₂Wo₂₄Fs₂₄) и авгиту (En₄₁Fs₁₄Wo₄₅) (табл. 3).

Биотит встречается в виде идиоморфных удлиненно-таблитчатых кристаллов. Химический состав биотитов приведен в табл. 4. По составу биотит диоритов сопоставим с биотитами габбро. В биотитах диоритов также выявлена схожая положительная корреляция хлора с калием, алюминием, титаном.

Апатит отмечается в виде удлиненных кристаллов преимущественно в основной массе и пронизывает все вкрапленники породы. Содержание фтора составляет 2.52–3.23 мас. %, содержание хлора значительно меньше – 0.96–1.45 мас. % (табл. 4).

Титаномагнетит представлен зернами ксеноморфного облика и реже идиоморфными кристаллами с характерной структурой распада ильменита в форме сетки удлиненных ламель, ориентированных в одном направлении. Ильменит и сфен встречаются совместно. Для всех Fe-Ti оксидов характерна постоянная примесь ванадия и марганца.

Идиоморфные кристаллы циркона зональны по серебру и урану. В некоторых зернах имеются участки, обогащенные торием.

Кварцевые диориты – полнокристаллические, образованы кварцем, плагиоклазом, биотитом, калиевым полевым шпатом, измененными амфиболами и клинопироксеном.

Состав плагиоклаза колеблется в достаточно широких пределах от An₃₄ до An₉₅. Калиевые полевые шпаты представлены Ва-обогащенным адуляром и ортоклазом.

Биотиты классифицируются преимущественно как магнезиальные, реже имеют промежуточный, переходный к железистым разновидностям состав.

Акцессорные минералы – сфен, циркон, торит, ксенотим, ильменит, магнетит.

Гранит характеризуется полнокристаллической равномернозернистой структурой. К главным минералам отнесены: калиевый полевой шпат, кварц и плагиоклаз. Акцессорные минералы – апатит, магнетит, ильменит, сфен, пирит, халькопирит.

Калиевый полевой шпат образует разнообразные по форме и размерам кристаллы, но чаще всего встречается в виде мирмекитовых сростаний с кварцем. Состав КППШ изменяется от Or₆₇ до Or₉₅ (табл. 2). По границам зерен отмечается альбитовая кайма. Некоторые его зерна обогащены барием (2.25 мас. %).

Плагиоклаз присутствует в незначительных количествах и представлен незональным альбитом (табл. 1).

Апатит образует одиночные, достаточно крупные игольчатые кристаллы в основной массе. Содержание фтора составляет 3.84–3.93 мас. % при нулевых значениях хлора (табл. 4).

Железо-титанистые минералы имеют структуры распада и сопровождаются сульфидами – обычно пиритом и халькопиритом.

Для циркона также выявлена примесь серебра до 2.06 мас. %.

Петрохимическая характеристика пород

В соответствии с содержанием кремнекислоты и суммы щелочей состав пород субинтрузива меняется от габбро до гранитов (табл. 5). По сумме щелочей габбро относится к нормальному щелочному ряду [11] ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ составляет 3.44–5.06 вес. %). Габбродиориты, диориты и кварцевые диориты в большинстве имеют нормальную щелочность ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ составляет 2.54–4.48 вес. %, 3.90–4.67 вес. % и 6.57 вес. %, соответственно). В гранитоидах отмечается увеличение щелочности от нормально-щелочных гранитов ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7.08$ вес. %) до щелочных лейкогранитов ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 10.20$ вес. %). По содержанию K_2O большая часть пород массива относится к умеренно- и высококалиевой известково-щелочной серии. Небольшая часть анализов попадает в область низкокалиевых и шощонитовых серий [37]. По коэффициенту глиноземистости породы относятся к умеренно-высокоглиноземистым (габбро) и высокоглиноземистым (диориты–граниты). Представительные химические анализы субвулканических пород массива представлены в таблице 5.

На спайдер-диаграммах, нормализованных к примитивной мантии [32], породы субинтрузивного массива иллюстрируют умеренно фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов с отчетливыми положительными геохимическими максимумами крупноионнофильных элементов Ba, Rb, Sr, Pb и минимумами высокозарядных элементов Nb, Ta, Zr, Ti (рис. 3, а). Такое распределение спектров свойственно гранитоидам Курило-Камчатской островной дуги [2, 12]. По распределению редкоземельных элементов (РЗЭ) все фазовые разновидности пород массива характеризуются обогащением легкими элементами по отношению к тяжелым, при этом прослеживается тенденция накопления РЗЭ от основных к кислым разновидностям (рис. 3, б, табл. 6). Величины отношений La_n/Sm_n и La_n/Yb_n составляют 1.31–1.73 и 2.74–4.77 для габбро, 1.31–1.57 и 4.00–

4.12 для диоритов, 1.99–2.60 и 3.93–6.03 для гранитов, соответственно. Отчетливый отрицательный пик европиевой аномалии фиксируется в диоритах и гранитах ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.46\text{--}0.62$). В габбро, напротив, аномалия европия положительная с диапазоном значений 0.95–1.27 (рис. 3, б, табл. 6).

Вмещающие породы представлены пикритами, базальтами, порфировыми андезибазальтами и их туфами. По своему химическому составу близки к субинтрузивным породам и характеризуются нормально-умеренной щелочностью, высокой калиево-стью, и умеренно-высокоглиноземистостью (табл. 5). Эффузивные породы характеризуются близкими спектрами распределения РЗЭ (рис. 3, а). Величины La_n/Sm_n и La_n/Yb_n отношений составили 1.28–1.97 и 2.25–7.03. Европиевый минимум проявлен менее выражено (рис. 3, б). Величина Eu/Eu^* составила 0.59–0.96 (табл. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Породы Агинской субвулканической интрузии – габбро, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты и граниты – несут, согласно К.Н. Рудичу [13], признаки близповерхностных магматических образований: порфириовидность, мirmekитовые сростки КППШ с кварцем, плавный переход в эффузивные фации в верхних частях массива. Порфириовидность пород – характерный признак их кристаллизации в приповерхностных условиях при высокой скорости остывания расплава, что характерно для многих других субвулканических массивов Центральной Камчатки [4, 13, 24]. Отсутствие постепенных переходов между габбро и более кислыми разновидностями (диоритами и гранитами) позволяет относить их к различным магматическим циклам (рис. 3). Прямых интрузивных контактов диоритов с гранитами не наблюдалось.

Спектры распределения несовместимых и редкоземельных элементов в субвулканическом интрузиве показывают характеристики, типичные для вулканических островных дуг, а именно, положительные аномалии крупноионных литофильных LILE элементов (Ba, Rb, Pb), отрицательная Nb-Ta аномалия, а также обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых РЗЭ (рис. 3, а). Таким образом, можно предположить, что образование массива происходило в надсубдукционной обстановке активной континентальной окраины островодужного типа. По содержанию высокозарядных элементов, таких как Nb и Y, и величине Y/Nb (8–10), по методике, опубликованной [21], вмещающие породы (базальты и андезиты) комагматичны субвулканическим разновидностям и практически аналогичны островодужным вулканитам в центральных частях Курильской островной

Таблица 5. Химический состав пород Агинского субинтрузивного массива и эффузивных фаций (мас. %).

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Порода	Габбро	Габбро	Габбро	Габбро	Габбро-диорит	Диорит	Q диорит	Гранит	Гранит	Туф	Андези-базальт	Базальт
SiO ₂	47.50	48.00	50.30	49.60	53.60	55.20	59.80	69.90	70.70	55.60	53.70	50.10
Al ₂ O ₃	17.80	19.8	16.70	9.70	17.50	15.50	12.50	12.80	14.20	17.20	16.20	17.50
Fe ₂ O ₃	6.38	3.19	3.42	8.68	7.91	4.07	2.35	0.01	0.05	2.62	1.64	3.89
FeO	5.09	3.91	4.84	7.34	0.87	4.07	2.68	3.28	2.04	3.96	2.33	4.38
MnO	0.17	0.11	0.16	0.32	0.16	0.18	0.09	0.10	0.03	0.09	0.11	0.15
MgO	7.56	3.39	10.20	12.5	8.63	3.79	1.61	1.66	0.44	1.96	9.91	4.71
CaO	3.91	11.70	7.90	4.57	4.96	7.88	7.18	2.75	0.62	5.27	1.81	8.79
Na ₂ O	3.55	3.65	2.75	1.76	3.31	3.06	2.50	2.86	2.79	1.45	2.90	3.22
K ₂ O	0.42	1.41	0.55	0.80	1.15	2.78	4.07	4.22	7.41	1.80	0.92	1.17
TiO ₂	1.21	0.91	0.80	1.55	0.83	0.86	0.63	0.48	0.40	0.81	0.89	0.73
P ₂ O ₅	0.31	0.15	0.21	0.17	0.21	0.518	0.20	0.11	0.05	0.17	0.27	0.21
ппп	5.84	2.11	1.87	2.91	0.82	1.92	4.24	1.81	1.17	6.40	8.39	4.94
Сумма	99.73	98.33	99.7	99.89	99.95	99.83	97.85	99.97	99.90	97.67	99.08	99.79

Примечание. Субинтрузивные породы массива: 1 – контакт габбро с эффузивными андезибазальтами (146.0 м); 2 – габбро с прожилками кислого состава (164.0 м); 3 – габбро с тонкими прожилками кислого состава (166.0 м); 4 – интрузивный контакт габбро с гранитом (170.0 м); 5 – габбродиорит (166.0 м); 6 – прожилок диорита в габбро (163.0 м); 7 – кварцевый диорит (169.4 м); 8 – прожилок гранита в габбро (152.0 м); 9 – интрузивный контакт габбро с гранитом (170.0 м). Эффузивные породы: 10 – туф андезибазальтовый (85.4 м); 11 – порфировый андезибазальт (122.0 м); 12 – базальт (144.0 м).

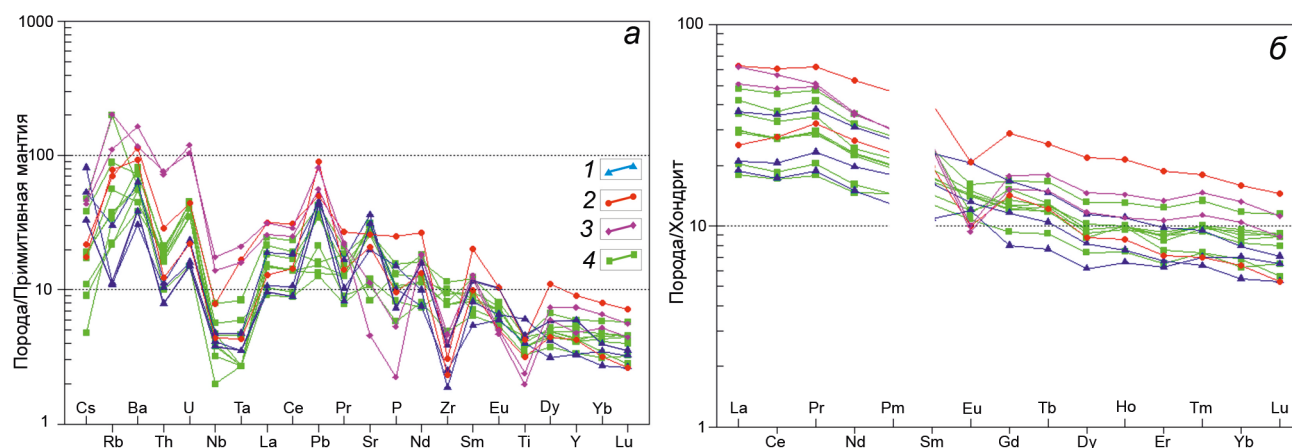


Рис. 3. Мультиэлементные диаграммы.

а – спайдер-диаграммы интрузивных и эффузивных пород Агинского палеовулкана. Нормировано по примитивной мантии [32]; *б* – спектры распределения РЗЭ в интрузивных и эффузивных породах Агинского палеовулкана, нормированные по хондриту согласно [33]. 1 – габбро; 2 – диориты; 3 – гранитоиды; 4 – вмещающие вулканиты.

дуги [2]. Этот факт также дополнительно свидетельствует в пользу островодужной природы субвулканических пород массива. Вмещающие вулканиты по геохимическим особенностям (обогащенность щелочами, литофильными элементами и легкими РЗЭ) сопоставимы с интрузивными породами, что свидетельствует о едином магматическом источнике. Островодужное происхождение Агинского субвулканического массива согласуется с реконструкцией Центральной Камчатки для позднемiocен-плиоценового времени, предложенной [18].

По соотношению Th-Yb-Nb/Th [35] фигуративные точки габбро, габбродиоритов и диоритов субвулканического массива и вмещающих вулканитов сосредоточены в области островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 4, *а*). Наиболее кислые разновидности субвулканического массива – граниты – показывают двойственную природу. На диаграммах Rb-(Y+Nb), Nb-Y [36], используемых для определения палеогеодинамической позиции гранитоидов, точки анализов гранитов Агинского субинтрузива располагаются в поле гранитов вулканических дуг и вну-

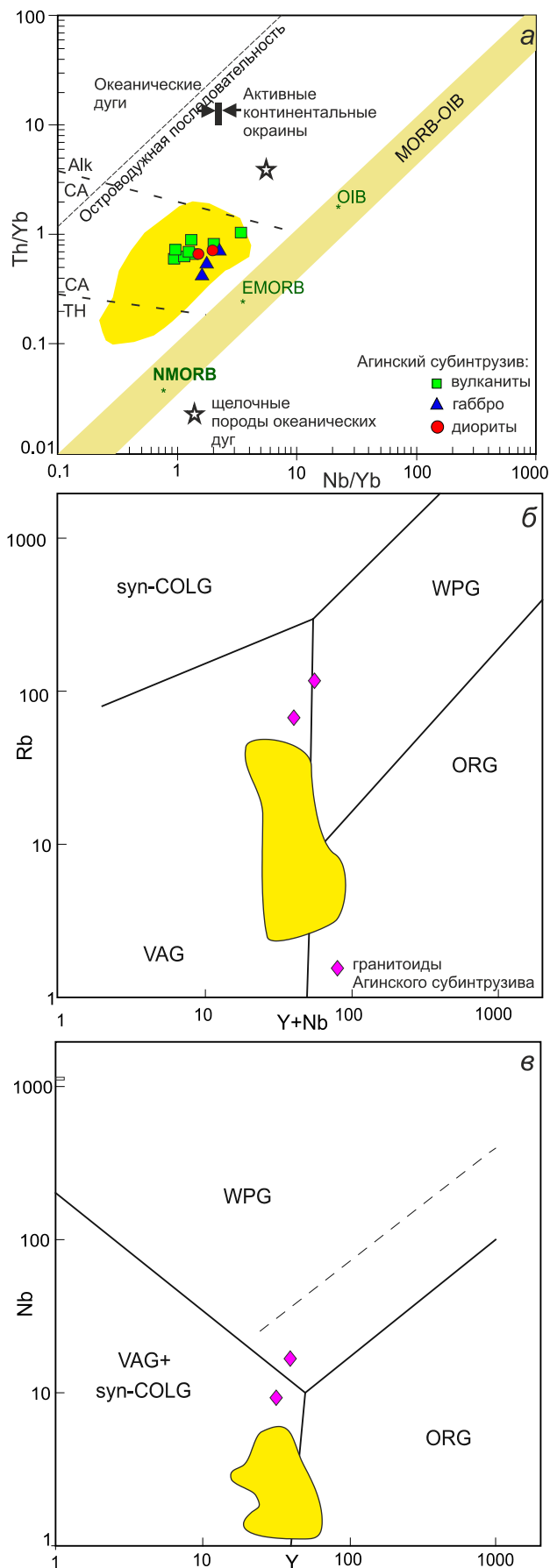
Таблица 6. Микроэлементный состав пород Агинского субинтрузивного массива и эффузивных фаций (г/т).

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Порода	Габбро	Габбро	Габбро	Диорит	Q диорит	Гранит	Гранит	Туф	Андези- базальт	Базальт
Rb	6.70	18.0	6.50	42.20	47.20	66.90	122.00	33.70	13.30	13.00
Cs	1.70	1.10	0.69	0.46	0.37	0.92	0.98	0.36	0.23	0.19
Be	1.60	1.20	1.00	1.30	1.00	1.90	2.20	1.50	1.50	<1.00
Sr	393.00	719.00	613.00	514.00	414.00	224.00	90.60	239.00	165.00	514.00
Ba	201.00	417.00	253.00	756.00	611.00	1093.00	780.00	296.00	254.00	364.00
Sc	33.90	18.60	29.20	26.40	15.80	10.40	4.60	16.90	18.30	23.70
Ta	0.13	0.18	0.13	0.62	0.16	0.59	0.78	0.22	0.31	0.17
V	296.00	255.00	247.00	183.00	151.00	57.00	12.50	133.00	134.00	201.00
Cr	152.00	142.00	74.30	148.00	296.00	582.00	8.70	271.00	100.00	49.40
Co	19.30	22.40	31.00	22.40	33.50	8.70	2.50	12.40	12.80	25.00
Ni	14.50	25.40	29.30	19.00	12.90	14.80	3.80	12.20	13.50	16.00
Cu	88.20	7.50	10.20	421.00	82.80	172.00	24.40	40.70	49.80	46.70
Zn	109.00	62.10	77.90	79.30	30.60	36.10	18.70	83.20	51.90	74.40
Pb	7.60	6.70	6.40	7.50	13.60	8.40	12.20	1.90	6.40	5.50
Ag	0.07	< ПО	<0.10	0.38	0.11	0.082	< ПО	0.092	0.10	0.12
Au	0.10	< ПО	<0.10	0.10	< ПО	0.10	< 0.04	<0.10	<0.10	<0.10
Ga	18.10	15.90	18.30	17.90	10.20	12.50	14.90	14.50	14.70	16.40
Y	14.00	25.40	14.20	38.70	18.30	31.80	20.60	23.30	18.40	21.00
Nb	2.70	3.10	2.50	5.20	2.90	9.10	11.50	3.70	5.20	3.00
Zr	19.60	40.40	26.20	32.00	24.40	48.8	42.80	107.00	85.50	104.00
Hf	0.50	1.00	0.80	1.30	0.70	1.70	1.30	2.50	1.90	2.60
Mo	2.10	1.60	1.10	2.70	5.80	8.20	6.80	3.00	3.50	1.60
U	0.32	0.47	0.30	0.89	0.44	2.40	2.10	0.80	0.90	0.70
Th	0.83	0.90	0.63	2.30	0.99	5.80	6.10	1.40	1.50	1.40
La	6.90	12.20	6.20	20.60	8.30	16.7	20.40	5.90	15.90	9.80
Ce	17.80	30.80	14.90	52.40	24.00	41.90	48.50	14.80	39.10	23.80
Pr	2.60	4.20	2.10	6.90	3.60	5.50	5.70	2.00	5.30	3.20
Nd	12.40	19.50	9.40	33.20	16.70	22.50	23.10	9.20	22.70	14.40
Sm	3.30	4.70	2.20	8.20	4.00	5.20	4.90	2.90	5.00	3.50
Eu	1.01	1.60	0.92	1.60	0.77	0.77	0.72	0.92	0.89	1.10
Gd	3.20	4.60	2.20	8.00	3.90	4.90	4.20	3.70	4.20	3.50
Tb	0.49	0.69	0.36	1.20	0.57	0.84	0.70	0.59	0.61	0.55
Dy	2.8	3.90	2.10	7.50	3.00	5.00	4.00	3.50	3.30	3.30
Ho	0.53	0.77	0.46	1.50	0.60	1.00	0.77	0.70	0.69	0.69
Er	1.50	2.20	1.40	4.20	1.60	3.00	2.40	2.00	1.70	2.10
Yb	1.20	1.70	1.54	3.50	1.40	2.90	2.30	1.80	1.50	2.10
Tm	0.19	0.28	0.21	0.54	0.21	0.44	0.34	0.28	0.22	0.30
Lu	0.18	0.24	0.22	0.49	0.18	0.38	0.30	0.27	0.19	0.31
ΣREE	54.10	87.38	44.21	150.01	68.83	111.03	118.33	48.56	101.30	68.65
ΣLREE	47.21	77.60	37.92	131.10	61.27	97.47	107.52	39.42	93.09	59.30
ΣHREE	6.89	9.78	6.29	18.91	7.56	13.56	10.81	9.14	8.21	9.35
Eu/Eu*	0.95	1.05	1.27	0.62	0.59	0.46	0.48	0.86	0.59	0.96
La _n /Yb _n	3.89	4.77	2.74	4.00	4.12	3.93	6.03	2.25	7.03	3.20
La _n /Sm _n	1.31	1.64	1.73	1.57	1.31	1.99	2.60	1.28	1.97	1.77

Примечание. ПО – предел обнаружения.

триплитных гранитоидов. Аналитическая точка гранита, попадающая в область внутриплитных гранитов, по остальным показателям также отличается от других пород массива и показывает характеристики (высокие содержания Rb, Nb, U, Th и низкие – Sr, V, Cu, Zn), типичные для пород, образованных за счет обогащенно-

го мантийного источника. Недостаток аналитических данных не дает возможности уверенно трактовать происхождение гранитоидов Агинского субвулканического массива. Это вопрос остается открытым для будущих исследований.



Аномалия европия – индикатор присутствия плагиоклаза и окислительно-восстановительных условий в интрузивной камере. Знак аномалии европия на спектрах распределений РЗЭ Агинского массива меняется от положительного к отрицательному с повышением содержания кремнезема в породе, что указывает на фракционирование плагиоклаза и понижение окислительного потенциала расплава.

Для оценки температурной истории пород были использованы химические составы пироксенов и биотитовый геотермометр [40].

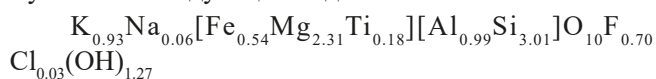
По данным электронно-зондового анализа состав пироксенов в породах массива меняется от энстатита в габбро до высококальциевых авгитов в диоритах. В соответствии с графическим термометром, по [30], температуры кристаллизации ортопироксенов в габбро составили 1200–1300 °С (рис. 5). Фигуративные точки составов клинопироксенов из диоритов образуют две независимые группы и располагаются в пределах изотерм 1300–1200 °С и 700–900 °С (рис. 5). Таким образом, можно предполагать, что начальные температуры кристаллизации массива составили 700–1300 °С.

В биотитовом геотермометре [40] температура определяется через содержание железа, магния, титана и алюминия в октаэдрических сетках слюды:

$$\ln[T(^{\circ}\text{C})] = 6.313 + 0.224\ln(X_{\text{Ti}}) - 0.288\ln(X_{\text{Fe}}) - 0.449\ln(X_{\text{Mg}}) + 0.15P(\text{GPa}),$$

где X_i – мольная доля i -го элемента в октаэдрической сетке биотита, давление оказывает незначительное влияние на геотермометр.

Для исследованных образцов биотита медианная температура составляет $t \sim 565$ °С, а медианная формула имеет следующий вид:



Состав слюды габбро-диоритового массива меняется в широком диапазоне практически непрерывно, а оценка температуры формирования, сделанная по биотитовому геотермометру, дает интервал 450–650 °С (рис. 6). Отсутствие явно выраженных отличий у биотита различных пород говорит о единой термической истории. Основная масса биотита начала фор-

Рис. 4. Диаграммы: а – Th/Yb–Nb/Yb для вулканических и магматических пород Агинского палеовулкана [35], б, в – диаграммы Rb–(Y+Nb) и Nb–Y [36], построенные для гранитоидов Агинского субвулканического массива.

Желтое поле соответствует вулканитам (а) и гранитоидам (б) Курильской островной дуги [12]. Поля гранитоидов: VAG – островных дуг; ORG – океанических рифтов, WPG – внутриплитных; syn-COLG – синколлизийных.

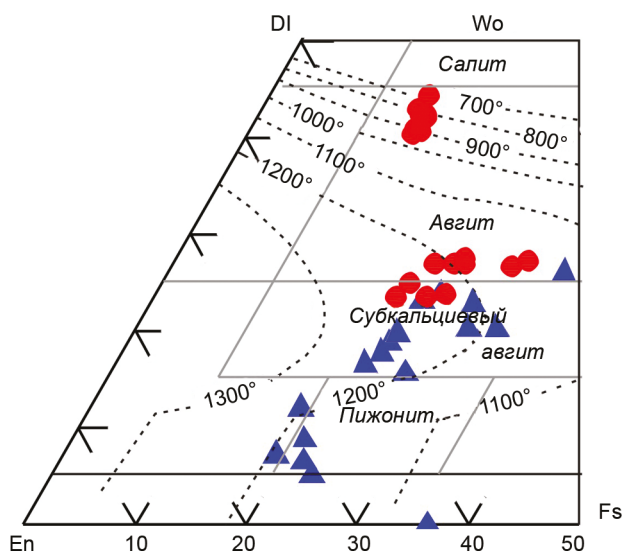


Рис. 5. Составы пироксенов Агинского субвулканического интрузива габбро-диоритов с нанесенными изотермами согласно [30]. Условные обозначения – на рис. 4.

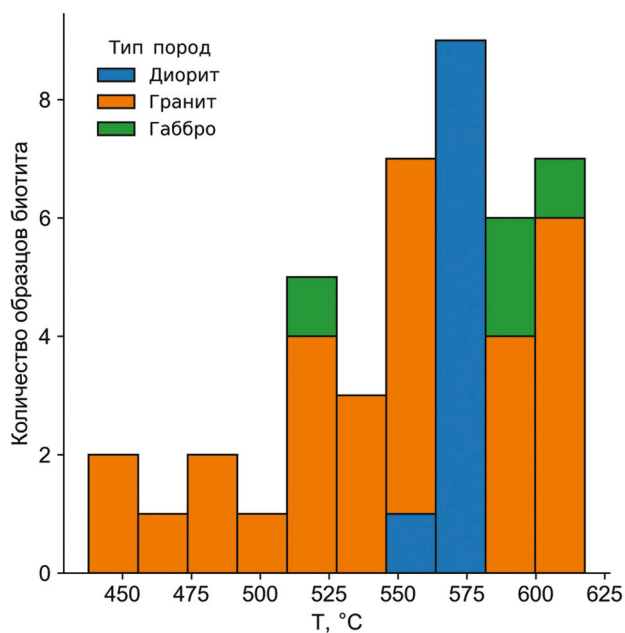


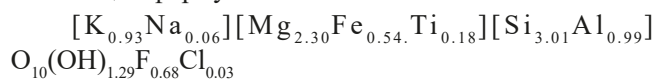
Рис. 6. Распределение температуры формирования биотитов различных пород.

мироваться при температуре 600–650 °C, видимо, из остаточных жидкостей в магматическом очаге, образовавшихся при остывании магмы и кристаллизации породообразующих минералов. Завершающий этап формирования слюды происходил при температуре около 450 °C, и отсутствие различий между биотитами пород косвенно подтверждает наличие в прошлом

магматического очага, где происходило формирование слюд при постепенном остывании.

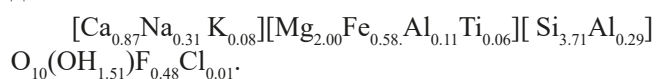
Среди прочих летучих компонентов магматических расплавов к наиболее значимым относятся фтор и хлор, обладающие такими важными свойствами, как экстрагирование, миграция и концентрирование рудного вещества [15, 19, 20]. Изменение режима летучих компонентов и масштабы их дегазации в свою очередь определяют рудоносность постмагматических флюидов [16]. Геохимические истории фтора и хлора прямо противоположны. Фтор, как известно, накапливается в остаточных магматических расплавах, а хлор, напротив, стремительно покидает расплав [15–17]. Основными минералами-концентраторами фтора и хлора в габбро-диоритовом комплексе Агинского месторождения стали биотит, амфибол и апатит.

Неизмененный магматический биотит был найден в единичных количествах в габбро, диоритах, гранитах и зонах приконтактных изменений. Биотиты представлены двумя разновидностями. Первая – наиболее распространенная, к ней относится большинство проанализированных зерен биотита, объединенных общей формулой:



Качественный состав таких биотитов, за исключением незначительной примеси хлора (табл. 4), близок к оксифлогопиту $K(Mg,Ti,Fe)_3[Si,Al]_4O_{10}(OH,F)_2$. Только два анализа показали высокое содержание хлора, однако расчетная формула $[K_{0.91}Na_{0.01}][Mg_{2.20}Fe_{0.61}Ti_{0.18}][Si_{3.02}Al_{1.00}]O_{10}(OH)_{1.51}F_{0.05}Cl_{0.44}$ не имеет принципиальных отличий от составов большинства слюд. Такое незначительное обогащение биотитов хлором может быть вызвано локальным кратковременным повышением активности хлорид-ионов в процессе формирования или преобразования слюды. По содержанию катионов Mg, Fe, Na, K и Ca биотиты практически неразличимы между собой. В отношении Mg и Fe можно отметить отрицательную корреляцию, обусловленную изоморфизмом Fe и Mg.

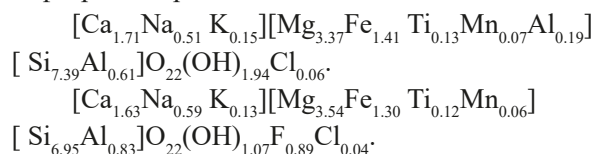
Вторая группа биотитов менее распространена. Она представлена кальцийсодержащей разновидностью с выведенной формулой по данным микрозондового анализа:



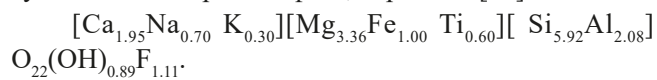
Кальцийсодержащая разновидность слюды качественно ближе к иллит-монтмориллонитовым составам и может отражать иллитизацию биотита под воздействием термальных вод.

В составе биотита отмечается заметное количество титана. Известно, что титансодержащие слюды являются обычными компонентами щелочных базальтов. Для их образования благоприятны высокие температуры и условия, связанные с дегазацией магмы [28]. Вероятно, титан входил в состав биотитов в ходе формирования на пневматолитовом этапе, поэтому и слюды, и амфиболы его содержат.

Элементный состав исследованных амфиболов близок к феррикерсутиту $\text{NaCa}_2(\text{Mg}_3\text{Fe}^{3+}\text{Ti})(\text{Si}_6\text{Al}_2)\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, за исключением наличия хлора и фтора. В одной из работ [31] феррикерсутит связывают с неравновесной кристаллизацией магмы, которая предварительно обогатилась кислородом за счет диссоциации воды и потери водорода. Подробное исследование феррикерсутита выполнено Огородовой Л.П. в работе [7], где утверждается, что его присутствие в щелочных базальтах является свидетельством глубинного метасоматоза в верхней мантии. Амфиболы Агинского массива субвулканических пород отличаются по содержанию фтора. Выделены низко- и высокофтористые разновидности:



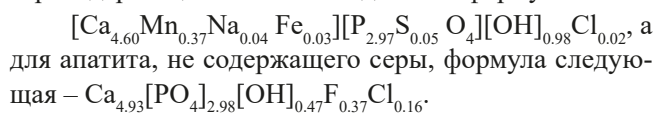
Содержание хлора в амфиболах незначительно и, видимо, является следствием замещения OH^- , F^- групп в результате повышенной активности хлорид-ионов в минералообразующей среде. Качественно сходный по составу амфибол был найден в щелочных базальтах вулкана Ротенберг в Айфель, Германия [25]:



Вероятно, вхождение фтора в решетку амфибола происходило на этапе его формирования, а следы хлора обусловлены высокой активностью HCl . По всей видимости, высокая активность хлороводорода была обусловлена дегазацией магматического расплава, при этом во флюидную фазу переходил как хлороводород, так и фтороводород, и именно поэтому в ряде фторсодержащих минералов мы наблюдаем заметные концентрации хлора.

Апатит – сквозной минерал для пород Агинского интрузивного массива, выбран в качестве главного индикатора флюидного режима. Установлены две группы апатита: высокофтористая магматическая ($\text{F} = 0.87\text{--}3.64$ мас. %, $\text{S} = 0$) и гидротермальная ($\text{S} = 0.7\text{--}0.95$ мас. %, $\text{F} = 0$). В структуре апатита возможен гетеровалентный изоморфизм: $\text{Ca}^{+2} + \text{P}^{+5} = \text{Na}^{+} + \text{S}^{+6}$, который косвенно подтверждается положитель-

ной корреляцией натрия и серы и отрицательной корреляцией серы и кальция, в то время как натрий и кальций имеют вполне объяснимую изоморфизмом отрицательную корреляцию. Помимо кальция, в составе серосодержащих апатитов отмечается значительное количество марганца при полном отсутствии фтора и малых содержаниях хлора (табл. 4). Апатиты, не содержащие серу, характеризуются высоким содержанием фтора и хлора и отсутствием марганца и натрия в структуре. Мы полагаем, что изоморфизм $[\text{F}, \text{Cl}, \text{OH}]^{-} \rightleftharpoons \text{S}^{2-}$ маловероятен из-за легкости гидролиза подобных разновидностей и дисбаланса зарядов, в соответствии с экспериментальной формулой. Для серосодержащих апатитов медианная формула –



Отметим, что исследования составов вулканических газов в разных частях света показывают присутствие преимущественно водяного пара и углекислого газа, летучих соединений серы, HCl и HF , в результате чего газы имеют, в целом, кислый характер. Содержание хлороводорода обычно имеет положительную корреляцию с содержанием фтороводорода, причем количество HCl в несколько (4–10) раз превышает содержание HF [3, 27, 29, 38, 39, 40]. Хлор довольно подвижный элемент, практически не образует малорастворимых соединений и при дегазации магматических расплавов необратимо покидает систему. Фтор же, напротив, склонен к образованию прочных малолетучих соединений с катионообразователями и остается в составе минералов пород. Тот факт, что в нашем исследовании обнаружены хлорсодержащие разновидности амфиболов, апатита, слюды, указывает на совместное присутствие фтора и хлора, что отвечает условиям дегазации магматического расплава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основываясь на результатах проведенных исследований, можно сделать вывод о том, что Агинский массив габбро-диоритов представляет собой многофазную интрузию, сформированную в несколько актов. Установлено, что в составе массива участвуют породы трех интрузивных фаз: габбро, габбродиориты-диориты, граниты. Анализ геотектонических диаграмм показал, что массив был образован в островодужной обстановке активной континентальной окраины. Участие мантийных флюидов в процессе формирования массива не исключается, однако требуется проведение дополнительных изотопно-геохимических исследований. Формирование массива протекало в интервале температур $450\text{--}1300$ °C на фоне прогрес-

сивного снижения содержаний хлора и накопления фтора, обусловленных интенсивной дегазацией магматического расплава. Петрохимические особенности субвулканических и эффузивных вулканических пород указывают на единство магматического расплава, производными которого они являются.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИВиС ДВО РАН по теме № FWME-2024-0006: «Роль гидротермальных систем Курило-Камчатской вулканической дуги в перераспределении мантийного и корового вещества, в процессах минерало-рудогенеза». Авторы выражают признательность руководству и работникам Агинского месторождения за возможность проведения полевых работ и сбора каменного материала, а также сотрудникам лаборатории вулканогенного рудообразования В.В. Куликову и А.В. Платонову, обеспечившим высококачественную пробоподготовку образцов для прецизионных исследований, сотрудникам аналитических центров ИВиС ДВО РАН и ИПТМ РАН за своевременное и качественное проведение аналитических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алискеров А.А. Оруденение малоглубинного магматизма (Авачинско-Китхойская зона поднятий). М.: Наука, 1980. 96 с.
- Антонов А.Ю. Вещественная зональность четвертичного вулканизма Курильской островной дуги и новые петрогенетические следствия // Литосфера. 2006. № 1. С. 22–44.
- Башарина Л.А. Фумарольные газы вулканов Ключевского и Шивелуча // Тр. лаборатории вулканологии АН СССР. 1958. Вып. 13. С. 155–159.
- Волынец О.Н., Колосков А.В., Флеров Г.Б., Шилин Н.Л. Формация габбро-гранодиоритов миоценового возраста // Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки. М.: Наука, 1968. С. 48–72.
- Кондратенко А.К., Щепотьев Ю.М., Кузьмичева Е.В. Субвулканическая формация Центральной Камчатки и ее золотоносность. Магма малоглубинных камер. М.: Наука, 1970. С. 186–195.
- Корытов В.Л., Юрицин С.А., Петроченко В.П. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на Копыльинской площади за 2009–2015 гг. с подсчетом ресурсов. АО «Камголд», ООО «Интерминералс». 2016. С. 152.
- Огородова Л.П., Гриценко Ю.Д., Вигасина М.Ф., Мельчакова Л.В. Природный керсутит: ик- и кр- спектроскопическое, термическое и термохимическое исследования // Геохимия. 2019. Т. 64, № 6. С. 651–657. <https://doi.org/10.31857/S0016-7525646651-657>
- Округин В.М., Андреева Е.Д., Яблокова Д.А., Округина А.М., Чубаров В.М., Ананьев В.В. Новые данные о рудах Агинского золото-теллуридного месторождения (Центральная Камчатка): Материалы региональной науч. конф. «Вулканизм и связанные с ним процессы», посвящённой Дню вулканолога, 27–28 марта 2014 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2014. С. 335–341.
- Патока М.Г., Литвинов А.Ф., Петренко И.Д. Камчатка – новая золоторудная провинция России: Материалы региональной науч.-практ. конф. «Геология и полезные ископаемые Камчатской области и Корякского автономного округа», 31 марта–1 апреля 1999 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 1999. С. 71–72.
- Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. СПб.: ВСЕГЕИ, 1999. 116 с.
- Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования // Главные редакторы О.А. Богатилов, О.В. Петров. Издание второе. Санкт-Петербург. 2008.
- Пискунов Б.Н., Рыбин А.В. Петрогеохимическая типизация гранитоидов Большой Курильской Гряды // Петрология и рудоносность магматических образований Курильской островной дуги. Южно-Сахалинск: Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, 1997. № 3. С. 45–64.
- Рудич К.Н. О некоторых особенностях малоглубинных магматических образований // Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977. С. 133–148.
- Рудич К.Н. Малоглубинный магматизм. М.: Наука, 1978. 142 с.
- Сотников В.М., Берзина А.Н. Режим хлора и фтора в медно-молибденовых рудно-магматических системах. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 1993. 132 с.
- Тausон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.
- Тausон Л.В. Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1979. 35 с.
- Ханчук А.И., Гребенников А.В. Позднемиоцен-плиоценовая трансформная окраина Камчатки // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 5. С. 3–15.
- Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 313 с.
- Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В. Геохимия апатита в интрузивных породах Урала, характеризующихся различной рудной специализацией // Тр. института геологии и геохимии им. Академика А.Н. Заварицкого УРО РАН. 2010. № 157. С. 190–195.
- Холоднов В.В., Шардакова Г.Ю., Пучков В.Н., Петров Г.А., Шагалов Е.С., Салихов Д.Н., Коровко А.В., Прибавкин С.В., Рахимов И.Р., Бородин Н.С. Палеозойский гранитоидный магматизм Урала как отражение этапов геодинамической и геохимической эволюции коллизии орогена // Геодинамика и тектонофизика. 2021. № 12(2). С. 225–245. <https://doi.org/10.5800/GT-2021-12-2-0522>
- Шадрин А.Г. Перспективы эпitherмального золото-серебряного оруденения на Камчатке: Материалы региональной науч.-практ. конф. «Геология и полезные ископаемые Камчатской области и Корякского автономного округа», 31 марта – 1 апреля 1999 г. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 1999. С. 71–72.
- Шеймович В.С., Патока М.Г. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: ГЕОС, 2000. 208 с.
- Шилин Н.Л., Волынец О.Н. Формация габбро-плагиогранитов верхнемелового-палеогенового возраста // Формации и фации верхнемеловых и кайнозойских магматических образований Центральной Камчатки. М.: Наука, 1968. С. 9–28.

25. Aksenov S.M., Chukanov N.V. The crystal structure of a fluorine-dominant titanium calcium amphibole from the Eifel paleovolcanic area, Germany // *Zeitschrift für Kristallographie-Crystalline Materials*. 2016. V. 231(7). P. 385–390. <https://doi.org/10.1515/zkri-2016-1932>
26. Andreeva E.D., Matsueda H., Okrugin V., Takahashi R., Ono S. Low-sulfidation epithermal Au-Ag-Te mineralization in Aginskoe deposit, central Kamchatka, Russia // *Resource Geology*. 2013. V. 63, N 4. P. 337–349. <https://doi.org/10.1111/rge.12013>
27. Burton M.R., Mader H.M., Polacci M. The role of gas percolation in quiescent degassing of persistently active basaltic volcanoes // *Earth planetary science letters*. 2007. V. 264. P. 46–60. DOI:10.1016/j.epsl.2007.08.028
28. Chukanov N.V., Makhanova A.A., Rastsvetaeva R.K., Belakovskiy D.I., Möckel S., Karimova O.V., Britvin S.N., Krivovichev S.V. Oxyphlogopite $K(Mg,Ti,Fe)_3[(Si,Al)_4O_{10}](O,F)_2$: A new mineral species of the mica group // *Geology of Ore Deposits*. 2011. V. 53, N 7. P. 583–590. DOI:10.1134/S1075701511070063
29. Duffel H.J., Oppenheimer C., Pyle D.M., Bo Galle, McGonigle A.J.S., Burton M.R. Changes in gas composition prior to a minor explosive eruption at Masaya volcano, Nicaragua // *J. volcanology and geothermal research*. 2003. V. 126. P. 327–339. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00156-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00156-2)
30. Lindsley D.H., Andersen D.J. A two-pyroxene thermometer // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. P. 887–906.
31. Martin R. F., Alarie É., Minarik W.G., Wáczek Z., McCammon C.A. Titanium-rich magnesio-hastingsite macrocrysts in a camptonite dike, Lafarge quarry, Montreal island, Québec: Early crystallization in a pseudo-unary system // *The Canadian Mineralogist*. 2016. V. 54, N 1. P. 65–78. <https://doi.org/10.3749/canmin.4359>
32. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // *Chemical Geology*. 1995. V. 120, N 3–4. P. 223–253. doi:10.1016/0009-2541(94)00140-4.
33. Nakamura N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites // *Geochim Cosmochim. Acta*. 1974. V. 38. P. 757–775.
34. Okrugin V.M., Andreeva E., Etschmann B., Pring A., Li K., Zhao J., Griffiths G., Lumpkin G.R., Triani G., Brugger J. Microporous gold: Comparison of texture from Nature and experiments // *Am. Mineralogist*. 2014. V. 99, N 5–6. P. 1171–1175.
35. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrology*. 1984. V. 25. P. 956–938. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
36. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos*. 2008. V. 100. P. 14–48.
37. Peccerillo R., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1976. V. 658. P. 63–81.
38. Sawyer G.M., Carn S.A., Tsanev V.I., Oppenheimer C., Burton M. Investigation into magma degassing at Nyiragongo volcano, Democratic Republic of the Congo // *Geochemistry, geophysics, geosystems*. 2008. V. 9, N 2. P. 1–17. <https://doi.org/10.1029/2007GC001829>
39. Taran Yu., Bernard A., Gavilanes J.-C., Lounejeva E., Cortés A., Armienta M. Chemistry and mineralogy of high-temperature gas discharges from Colima volcano, Mexico. Implications for magmatic gas–atmosphere interaction // *J. volcanology and geothermal research*. 2001. V. 108. P. 245–264. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00289-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00289-4)
40. Wu C.M., Chen H.X. Revised Ti-in-biotite geothermometer for ilmenite-or rutile-bearing crustal metapelites // *Sci. Bull.* 2015. V. 60. P. 116–121.

Рекомендована к печати А.В. Гребенниковым

после доработки 23.04.2024 г.

принята к печати 13.03.2025 г.

FORMATION AND FLUID REGIME OF THE AGINSKAYA SUBVOLCANIC GABBRO-DIORITE INTRUSION, CENTRAL KAMCHATKA

E.D. Skilskaya, D.A. Yablokova, A.V. Sergeeva, O.A. Zoben'ko, T.M. Filosofova

Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia; e-mail: wideworldscience@gmail.com

The paper presents the results of petrological, mineralogical and geochemical studies of igneous rocks from the subvolcanic intrusion of gabbro-diorite and host volcanics of the Aginskoe gold-silver-telluride deposit located in the Central Kamchatka volcanic belt. Igneous rocks connected by multiple mutual transitions are represented by gabbro, gabbro-diorites, diorites, quartz diorites, and granites. In terms of composition, the rocks correspond to moderate- and high-potassium calcareous-alkaline petrochemical series. The host volcanics are comagmatic with the intrusive rocks. The main fluorine and chlorine concentrating minerals in igneous rocks are biotite and apatite. Apatites are essentially fluorine with a reduced amount of chlorine. The Aginskoe gabbro-diorite massif is a complex multiphase intrusion formed under complex geodynamic conditions, with a combination of island-arc (depleted) and enriched (plume) mantle source. The formation of intrusive phases occurred in the temperature range 450–1300 °C, with contents of chlorine decreasing and fluorine accumulating during intensive degassing of the magmatic melt.

Key words: subvolcanic massif, plagioclase, chlorine, fluorine, deposit, Kamchatka.