

УДК 552.11: 549.02

## ОСУМИЛИТСОДЕРЖАЩИЕ ЛАВЫ КЕЛЬСКОГО НАГОРЬЯ (БОЛЬШОЙ КАВКАЗ): ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ, МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ<sup>1</sup>

© 2024 г. Е. Н. Кайгородова<sup>а, \*</sup>, В. А. Лебедев<sup>а</sup>, П. М. Карташов<sup>а</sup>,  
Е. В. Ковальчук<sup>а</sup>, А. В. Чугаев<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия|

\*e-mail: katmsu@mail.ru

Поступила в редакцию 16.11.2023 г.

После доработки 14.01.2024 г.

Принята к публикации 25.01.2024 г.

Проведены комплексные петролого-геохимические и минералогические исследования осумилитсодержащих андезит-дацитовых лав вулкана Кордиеритовый (Кельское нагорье, Большой Кавказ), изверженных в конце плейстоцена (около 200 тыс. лет назад). Результаты петрографического изучения шлифов и микронзондового анализа показали, что в породах присутствуют три парагенетические ассоциации минералов: (1) “ксеногенная” (метаморфогенная) – гранат ( $X_{Prp} = 0.42$ ,  $X_{Alm} = 0.51–0.53$ ,  $X_{Grs} = 0.04–0.05$ ) + герцинит + сапфир + бронзит + паргасит + ильменит; (2) раннемагматическая – гиперстен + герцинит + гранат ( $X_{Prp} = 0.21–0.31$ ,  $X_{Alm} = 0.52–0.71$ ,  $X_{Grs} = 0.04–0.13$ ) + ферро-керсутит + ильменит; (3) позднемагматическая – гиперстен-феррогиперстен + лабрадор + гранат ( $X_{Prp} = 0.04–0.14$ ,  $X_{Alm} = 0.65–0.81$ ,  $X_{Grs} = 0.06–0.18$ ) + осумилит-(Mg) + флогопит + тридимит + ильменит + апатит. Выделения осумилита-(Mg) (фенокристы, ксеноморфные агрегаты в матрице и кристаллы в миаролах), средняя формула которого для дацитов вулкана Кордиеритовый может быть записана в виде  $(K_{0.73}Na_{0.06}Ca_{0.02}□_{0.20})_{1.00}(Mg_{1.06}Fe^{2+}_{0.90}Mn_{0.04})_{2.00}(Al_{2.75}Fe^{2+}_{0.18}Fe^{3+}_{0.06}Ti_{0.01})_{3.00}(Si_{10.34}Al_{1.66})_{12}O_{30}$ , образовались преимущественно на поздних магматических стадиях – в промежуточных камерах непосредственно перед подъемом расплава к поверхности или после его излияния. Соответственно, данный минерал в изученных лавах имеет чисто магматогенное происхождение. Термобарометрические расчеты и петрологическое моделирование показали, что глубинный магматический очаг вулкана Кордиеритовый находился на уровне 45–53 км от поверхности в районе раздела Мохо. Температура расплава на раннемагматической стадии составляла не менее 1100°C при 17–23 кбар. Кристаллизация осумилита-(Mg) в промежуточных магматических камерах (на глубинах 30–40 км) и в процессе излияния лавы происходила при 1030–870°C и давлении, поступательно снижающемся от 14–9 до 1 кбар. Предложена петрогенетическая модель, объясняющая причины формирования экзотических осумилитсодержащих лав вулкана Кордиеритовый. Ее основные положения включают: (1) обогащенный верхнемантийный источник (литосферная мантия, метасоматизированная в результате перманентного взаимодействия на уровне раздела Мохо с вышележащей нижней корой, сложенной метаморфизованными терригенно-вулканогенными образованиями); (2) генерация в источнике “сухих” базальтовых магм; (3) кристаллизационная дифференциация в очаге (фракционирование оливина и хромшпинелидов) с образованием “сухого” перегретого андезитового расплава; (4) ограниченная по масштабам ассимиляция поднимающимися к поверхности высокодифференцированными андезитовыми расплавами материала нижней коры, непосредственно под вулканом сложенной лейкократовыми гранулитами, с одновременным фракционированием из расплава граната, ортопироксена и ильменита.

**Ключевые слова:** Большой Кавказ, Кельское нагорье, четвертичный магматизм, дациты, осумилит-(Mg), кольцевые силикаты, группа миларита, минеральный состав, геотермобарометрия, петрогенезис

DOI: 10.31857/S0869590324050026 EDN: ALTCCZ

## ВВЕДЕНИЕ

Осумилит (кристаллохимическая формула  $(K,Na)_{\square}(Fe^{2+},Mg)_2(Al,Fe^{3+})_3(Si,Al)_{12}O_{30}$  — довольно редкий минерал-циclosиликат группы миларита (Минералы ..., 1981), впервые был описан в 1956 г. в биотитсодержащих гиперстеновых риодацитах вулкана Сакурадзима на о-ве Кюсю в Японии (Miyashiro, 1956). Он встречается в породах, образовавшихся при высокоградном метаморфизме, контактом метаморфизме, пирометаморфизме, а также в вулканиках кислого и умеренно-кислого состава. Mg-доминантная разновидность осумилита  $(K,Na)_{\square}(Mg,Fe^{2+})_2(Al,Fe^{3+})_3[(Si,Al)_{12}O_{30}]$  неоднократно была описана в научной литературе на рубеже XX–XXI веков (Armbruster, Oberhansli, 1988; Balassone et al., 2008; Seryotkin et al., 2008 и др.), но как самостоятельный минеральный вид осумилит-(Mg) был утвержден IMA только в 2011 г. на основании детального изучения типового образца из лав вулкана Беллерберг провинции Эйфель в Германии (Chukanov et al., 2013).

Осумилит метаморфического происхождения был обнаружен, в частности, в сапфирин-кварцевых гранулитах в Антарктиде (Земля Эндерби; Armbruster, Oberhansli, 1988), в гранулитах комплекса Намакваленд в Южной Африке (Nowicki et al., 1995), в мигматитовых метапелитах контактовых ореолов анортозитовых интрузий района Викесо в Норвегии, в контактовых ореолах интрузий аналогичного состава Лабрадора (Berg, Wheeler, 1976), в архейских гранулитах в контактовой зоне Джугджурского габбро-анортозитового массива на Дальнем Востоке (Богданова и др., 1980), ультравысокотемпературных гнейсах Южного Мадагаскара (Holder et al., 2018), метаморфизованных ксенолитах из лав вулканов Беллерберг и Никенихер-Саттель в регионе Эйфель в Германии (Schreyer et al., 1983; Armbruster, Oberhansli, 1988). По данным (Ballasone et al., 2008), контактово-метасоматический осумилит обнаружен также на Апеннинском полуострове в ксенолитах из трахитов вулкана Вико (регион Лацио) и из лав вулкана Везувий, извержение 1872 г. В горелых отвалах Челябинского угольного бассейна (в районе Копейска на Южном Урале) этот минерал описан в составе пирометаморфических образований (Сокол, 1997; Seryotkin et al., 2008).

Вулканический осумилит встречен в молодых лавах префектур Кагосима и Яманаси в Японии (Miyashiro, 1956; Olsen, Bunch, 1970; Armbruster, Oberhansli, 1988), в риолитах на о-ве Сардиния (Olsen, Bunch, 1970; Armbruster, Oberhansli, 1988; Ballasone et al., 2008) и в Обсидиановых скалах в Орегоне (Armbruster, Oberhansli, 1988; Olsen, Bunch,

1970). Кроме того, осумилит магматического генезиса описан в ультракалиевых лампроитовых дайках на юге Перу (Carlier et al., 1994). В целом в настоящее время в разных частях Земли известно всего около 30 проявлений осумилита различного происхождения.

Экспериментальные данные показали, что осумилит стабилен в системе  $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2$  при 750–1050°C и давлении до 11 кбар, низкой фугтивности кислорода и парциальном давлении воды  $P_{H_2O} < 1$  кбар (Hensen, 1977; Olesch, Seifert, 1981; Seryotkin et al., 2008).

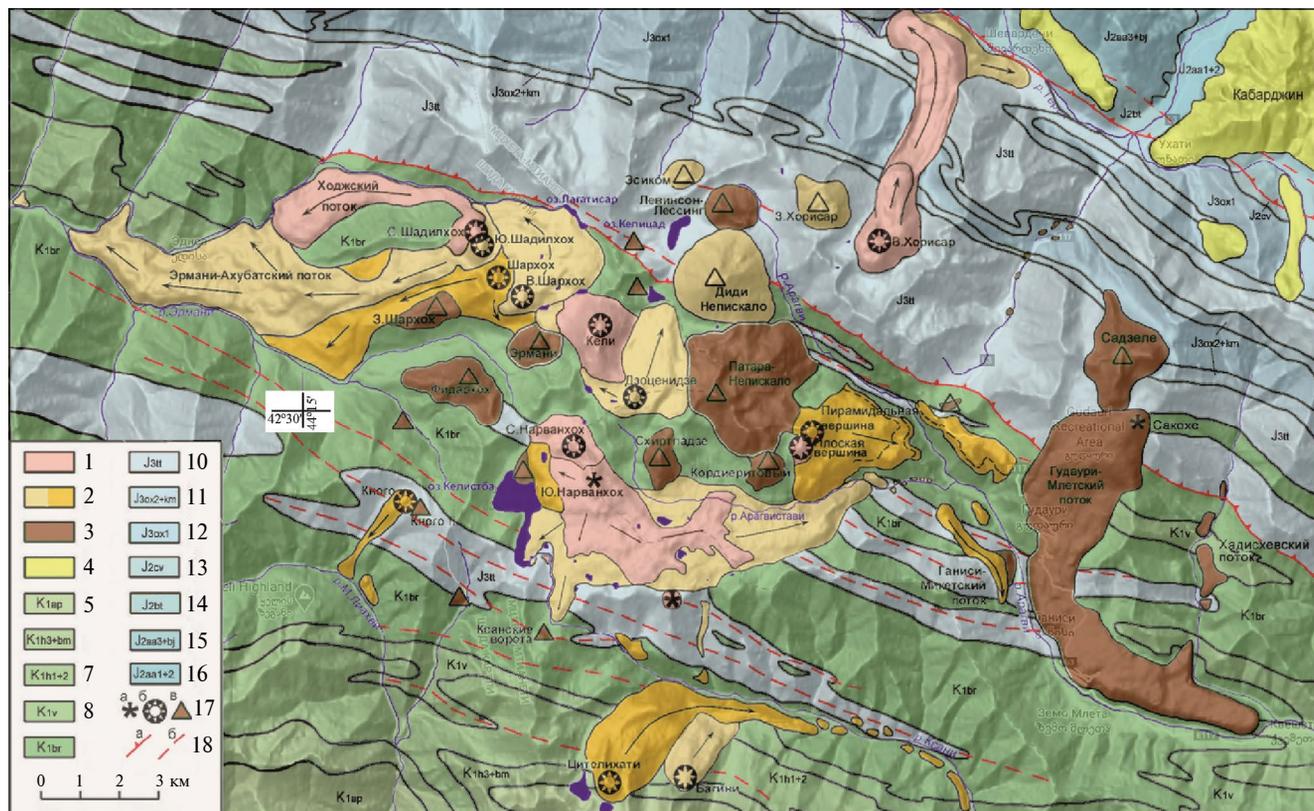
К настоящему времени разработано несколько петрогенетических моделей, с разных позиций объясняющих образование экзотических магм, в результате кристаллизации которых формировались минеральные парагенезисы с участием осумилита. В частности, в статье (Carlier et al., 1994) показано, что осумилит может формироваться непосредственно в силикатном, обогащенном  $MgO$  и  $Al_2O_3$  расплаве, содержащем ксенолиты высокоглиноземистых гранитоидов при 900–1000°C и 1–5 кбар. Отметим, что вопросы происхождения и условия образования осумилитсодержащих вулканических пород во многом остаются открытыми.

Одно из известных проявлений магматического осумилита находится в центральной части Большого Кавказа на Кельском нагорье (Станкевич, 1974). Здесь данный минерал встречается в составе позднеплейстоценовых дацитовых лав вулкана Кордьеритовый. На основе полученных нами результатов детального петролого-минералогического и геохимического изучения данных пород в настоящей статье предлагается петрогенетическая модель, объясняющая петрогенезис и физико-химические условия формирования их материнских расплавов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ  
РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Кельское вулканическое нагорье расположено на южном склоне Главного Кавказского хребта, в пределах одноименной тектонической зоны, в истоках четырех крупных рек — Белой Арагви, Ксани, Большой и Малой Лиахви (рис. 1). Оно включает ряд высокогорных лавовых плато (средние высоты в диапазоне 2000–3000 м над уровнем моря), разделенных ориентированными как в меридиональном, так и субширотном направлениях горными хребтами (Мтиулетский, Харульский, Арх и др.), сложенными мезозойскими осадочными породами фундамента. Последние представлены смятыми в складки песчаниками и глинистыми сланцами поздней юры, а также аргиллитами, песчаниками и известняками раннего мела. Суммарная мощность мезозойских осадочных толщ достигает нескольких километров. На значительной площади они перекрыты четвертичными лавовыми

<sup>1</sup>Дополнительные материалы размещены в электронном виде по doi статьи.



**Рис. 1.** Карта проявлений четвертичного вулканизма на Кельском нагорье (Большой Кавказ) по данным (Лебедев и др., 2011). Стратиграфическое расчленение пород фундамента по (Mosar et al., 2022).

1 – вулканы III (позднеоплейстоцен–голоценовой) фазы активности; 2 – вулканы II (позднеоплейстоценовой) фазы активности; 3 – вулканы I (среднеоплейстоценовой) фазы активности; 4 – четвертичные лавы вулканов Казбек и Кабарджин; 5–16 – осадочные породы фундамента (5–9 – мел, 10–16 – юра): 5 – свита Дгнали, терригенные кремнистые турбидиты; 6 – свита Пасанаури, терригенные кремнистые турбидиты; 7 – свита Бахани, аргиллиты, кремнистые и известковистые турбидиты; 8 – свита Эдисы, аргиллиты, кремнистые и известковистые турбидиты; 9 – свита Млети, аргиллиты, кремнистые и известковистые турбидиты; 10 – свита Ципори, известняки, известковистые турбидиты; 11 – свита Думатсхо, известняки, глинистые известняки, известковые глины; 12 – свита Казари, обломочные известковистые турбидиты; 13 – нарванская свита, обломочные известковистые турбидиты, редко кремнистые турбидиты; 14 – шеварденская свита, глинистые сланцы, редко терригенные кремнистые турбидиты, местами песчанистые известняки; 15 – бусарильская свита, глинистые сланцы, кремнистые терригенные турбидиты, песчаники; 16 – гудушаурская свита, глинистые сланцы, алевролиты, терригенные кремнистые турбидиты; 17 – вулканические аппараты: а – стратовулканы и экструзивные купола; б – шлаковые конусы; в – лавовые вулканы; 18 – тектонические структуры: а – надвиги, б – оси крупных складок.

потоками, преимущественно дацитового (реже риолитового или андезитового) состава, мощность которых не превышает первых сотен метров. На плато Кельского нагорья и склонах, разделяющих их хребтов, возвышаются многочисленные вулканические постройки с относительной высотой до 600 м (обычно 200–300 м). Наиболее крупными из них являются вулканы Западный Хорисар (3736 м) и Диди-Непискало (3694 м).

Начало детальным исследованиям вулканизма Кельского нагорья было положено Н.И. Схиртладзе (1958), который описал большинство вулканов региона и выделил здесь древние (доледниковые) и молодые (постледниковые) лавы. Весомый вклад в изучение магматизма Кельского центра внесли Е.Е. Милановский, Н.В. Короновский, Н.М.

Дзоценидзе. В их работах на основании геоморфологических и петрологических данных было проведено стратиграфическое расчленение эффузивов, опубликованы схематические геологические карты (Дзоценидзе, 1965; Милановский, Короновский, 1973).

Актуальные данные о геологическом строении и хронологии извержений четвертичных вулканов Кельского нагорья приведены в наших последних работах (Лебедев и др., 2007, 2008, 2011 и др.). Необходимо отметить, что Кельский неовулканический центр (наряду с Казбекским и Эльбрусским) входит в тройку крупнейших очагов новейшего магматизма на Большом Кавказе. Его отличительной особенностью является интенсивное развитие ареального умеренно-кислого вулканизма:

на сравнительно небольшой площади ( $30 \times 25$  км) в течение короткого, по геологическим масштабам, промежутка времени в пределах нагорья проявляли активность свыше тридцати преимущественно моногенных вулканических аппаратов. Изотопно-геохронологические данные (Лебедев и др., 2011) позволили выделить три фазы магматической активности Кельского центра: среднеолейстоценовую (245–170 тыс. лет назад), позднеолейстоценовую (135–70 тыс. лет назад) и позднеолейстоцен–голоценовую (менее 30 тыс. лет назад). Вулканический конус Кордиеритовый (42.487377 с.ш., 44.393433 в.д.) расположен в юго-восточной части Кельского нагорья на левом борту долины р. Арагвистави (правый приток р. Белая Арагви), по данным К-Аг изотопного датирования (Лебедев и др., 2004) он образовался на начальной (среднеолейстоценовой) фазе магматической активности ( $180 \pm 20$  тыс. лет назад). Его относительная высота составляет около 150 м, а вершина имеет абсолютную отметку – 3089 м. Площадь основания конуса – 500 м<sup>2</sup>. По нашим данным, это моногенный экструзивный купол, возникший в течение кратковременного импульса эндогенной активности (рис. 2). Он сложен уникальными по своему составу для Большого Кавказа породами – гранат-осумилитсодержащими ортопироксеновыми дацитами (Лебедев и др., 2011).

Лавы вулкана Кордиеритовый непосредственно перекрывают меловые аргиллиты и песчаники свиты Млети (баррем). На севере конус примыкает к крупному среднеолейстоценовому вулкану Патара-Непискало (рис. 1, 2), на востоке глубоким оврагом отделен от позднеплейстоценового экструзивного купола Плоская Вершина.

Впервые вулканические породы конуса Кордиеритовый были описаны Ф.Ю. Левинсоном–Лессингом (1913) как лавы вулкана Патара-Непискало. Им сделано предположение о моногенном характере активности этого вулкана, выделено несколько петрографических разновидностей слагающих его

вулканитов, в числе которых описаны “андезитовые” лавы, содержащие таблитчатые кристаллы своеобразного синего минерала, диагностированного им как кордиерит, а также корродированные зерна граната, окруженные полевошпатовой каймой. Н.И. Схиртладзе (1958) в своей работе по молодому магматизму Грузии впервые описал конус Кордиеритовый в качестве самостоятельного вулканического аппарата (третья вершина массива Патара-Непискало). Слагающие его породы он назвал “кордиеритовыми андезитами” (присутствие граната им отмечено не было). Как отдельный вулкан конус Кордиеритовый был позднее изображен на схематической геологической карте Н.М. Дзодзенидзе (1965). Е.К. Станкевич (1974) впервые, на основе данных рентгенометрического анализа (на дифрактометре УРС 50 ИМ), установил, что синий минерал в породах вулкана (“гиперстеновых андезитах”) представлен осумилитом. Также он отметил присутствие в лавках зеленой шпинели, бесцветного граната и тримита. К сожалению, эта статья осталась малоизвестной, в связи с чем в более поздних научных работах (например, Тутберидзе, 2004 и др.) породы рассматриваемого вулканического конуса часто по-прежнему именовались “кордиеритовыми андезитами”. Нашими исследованиями (Лебедев и др., 2007, 2011), по данным рентгенофлюоресцентного анализа, было показано, что лавы вулкана Кордиеритовый по своему химическому составу, вне зависимости от их окраски, в основном представлены дацитами; на основе результатов К-Аг датирования определен возраст его пород.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Образцы андезит-дацитовых лав из вулкана Кордиеритовый были отобраны В.А. Лебедевым в ходе совместных полевых работ, проводившихся ИГЕМ РАН и Геологическим институтом



Рис. 2. Вид на вулкан Кордиеритовый и вулканический массив Патара-Непискало из района с. Гудаури (фото В.А. Лебедева).

**Таблица. 1.** Химический состав (основные породообразующие оксиды и микроэлементы) по данным методов РФА и ICP-MS и изотопные (Sr-Nd-Pb) характеристики пород вулкана Кордиеритовый

Породообразующие оксиды, мас. %				Микроэлементы, г/т					
	KE-80	KE-81A	KE-90		KE-80	KE-81A		KE-80	KE-81A
SiO <sub>2</sub>	64.00	66.58	62.53	Cr	73.3	61.1	Mo	0.53	0.26
TiO <sub>2</sub>	0.73	0.69	0.72	V	77.2	60.0	Cd	0.09	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.84	15.39	18.52	Co	14.8	13.6	Sn	2.77	1.19
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.25	4.69	5.21	Ni	1.68	1.55	Sb	0.21	0.11
FeO <sub>t</sub>	4.73	4.22	4.69	Cu	51.8	59.4	Cs	4.85	3.13
MnO	0.11	0.09	0.11	Zn	76.6	65.3	La	29.9	28.6
MgO	2.44	1.92	2.09	Rb	66	67	Ce	61.9	57.7
CaO	4.03	3.68	4.29	Sr	397	397	Pr	7.02	6.61
Na <sub>2</sub> O	4.22	4.41	4.13	Zr	193	199	Nd	25.9	24.6
K <sub>2</sub> O	2.09	2.34	2.05	Ba	451	597	Sm	5.08	4.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.25	0.26	U	2.21	1.04	Eu	1.34	1.26
Сумма	99.92	100.04	99.91	Th	9.52	8.15	Gd	4.19	3.29
Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	6.31	6.75	6.18	Y	17.3	12.1	Tb	0.58	0.48
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2.02	1.88	2.01	Nb	8.56	8.27	Dy	3.17	2.25
Mg#	0.48	0.49	0.45	Pb	20.2	18.8	Ho	0.63	0.44
al'	2.19	2.28	2.53	Be	2.26	1.91	Er	1.68	1.10
Изотопный состав				Sc	12.1	9.76	Tm	0.23	0.14
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.705596	0.705553		Ti	4941	4667	Yb	1.49	0.87
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.512602	0.512616		Mn	803	702	Lu	0.22	0.12
ε <sub>Nd</sub>	-0.70	-0.43		Ga	22.3	20.8	Ta	0.55	0.52
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	18.5834	18.5969		Ge	<0.1	<0.1	W	0.99	1.01
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	15.6186	15.6198		As	<0.1	<0.1	Tl	0.44	0.27
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	38.6510	38.6674		Bi	<0.01	<0.01			

Примечание. Mg# = (MgO/40)/(Mg/40+2×Fe/160), al' = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MgO). Полу жирным выделены концентрации микроэлементов, полученные методом ICP-MS. Погрешности измерения изотопных отношений свинца в опытах (2σ) составляют 0.03 %, стронция – 0.003%, неодима – 0.002 %.

им. А. Джанелидзе (Тбилиси, Грузия) в течение 1999–2006 гг.

Данные о химическом составе пород (породообразующие оксиды и некоторые микроэлементы, табл. 1) получены рентгенофлуоресцентным методом (РФА) в ЦКП “ИГЕМ-Аналитика” с использованием спектрометра Axios mAX (PANalytical) (аналитик А.И. Якушев). Содержания редкоземельных и рассеянных элементов в лавах (табл. 1) определены масс-спектрометрическим методом с ионизацией вещества в индуктивно-связанной плазме (ICP-MS) на квадрупольном

масс-спектрометре ELAN-6100 (ФГУП ИМГРЭ, аналитик И.А. Пичугин).

Изучение химического состава минералов из лав проведено на микрозондовом анализаторе JEOL JXA-8200 в Лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН, оснащенной 5-волновыми спектрометрами, при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе на цилиндре Фарадея 20 нА и диаметре электронного пучка 1 мкм. Фотографии (COMF) образцов выполнены в режиме обратно-отраженных электронов. Условия измерения концентраций

элементов для различных минералов приведены в Supplementary<sup>2</sup>, ESM\_1.

Дополнительно, химический состав минералов изучен с помощью сканирующего электронного микроскопа JSM-5610LV (JEOL) с энерго-дисперсионным спектрометром INCA (Oxford Instruments Analytical) с программным обеспечением INCA Energy 450 (ИГЕМ РАН, аналитики Л.А. Левицкая, Л.А. Иванова). Условия измерений: ускоряющее напряжение 25 кэВ, длительность анализа 100 с, время обработки рентгеновского сигнала 6 с. Предел обнаружения: ~0.1 мас. % для легких химических элементов и 0.01 мас. % – для тяжелых. Аналитическими линиями служили: K $\alpha$ -линия (Mg, Si, Al, Fe, Na, K, Ca, F, Cl, S, Ti, Mn, P, Ni, V, Cr), L $\alpha$ -линия (Zr, Nb, Ta, REE). В качестве стандартов применялись чистые элементы, минералы и соединения известного состава: волластонит (Ca), MgO (Fe), накафит (P), FeS<sub>2</sub> (Fe), KBr (K) и др.

Измерение изотопного состава Sr и Nd (табл. 1) при изучении изотопно-геохимических характеристик пород проводилось методом изотопного разбавления на термоионизационном масс-спектрометре Micromass Sector 54 (Thermo Scientific), аналитик Ю.В. Гольцман. Правильность измерений изотопного состава Sr в изучаемых образцах контролировалась систематическими анализами стандартного образца SRM987, а изотопного состава Nd – стандартного образца La Jolla.

Изотопный состав Pb (табл. 1) изучен с помощью метода многоколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (MC-ICP-MS), согласно методике, описанной в работе (Чернышев и др., 2007). Изотопные отношения Pb были измерены в ИГЕМ РАН на масс-спектрометре NEPTUNE (Thermo Scientific).

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ И ОСНОВНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД

Изученная коллекция лав вулкана Кордиеритовый включает четыре образца, характеризующих три основных петрографических разновидности его пород: (1) серые гранатсодержащие ортопироксеновые андезиты–дациты, образцы KE-80 (42.481433 с.ш., 44.391204 в.д.) и KE-90 (42.497390 с.ш., 44.398420 в.д.); (2) розовые осумилитсодержащие

ортопироксеновые дациты, обр. KE-81 (42.481967 с.ш., 44.392117 в.д.); (3) серо-розовые гранат-осумилитсодержащие ортопироксеновые дациты, обр. KE-81A (42.481967 с.ш., 44.392117 в.д.).

#### *Петрографическое описание пород вулкана Кордиеритовый*

Породы вулкана Кордиеритовый представлены слабoporистыми (объем пор до 5 об. %) лавами с порфировой или гломеропорфировой структурой, среди которых, как указано выше, нами выделено три основных петрографических разновидности, отличающихся окраской и минеральным составом (рис. 3). Все разновидности вулканитов нередко содержат ксенолиты вмещающих осадочных образований (аргиллиты, мраморизованные известняки) размером до первых сантиметров.

Серые гранатсодержащие ортопироксеновые андезиты–дациты содержат до 40–45 об. % вкрапленников, которые представлены плагиоклазом (до 20%), ромбическим пироксеном (20%), а также второстепенным гранатом (до 5%). Часто наблюдаются гломеропорфиновые сростки кристаллов пироксена и плагиоклаза. Фенокристы плагиоклаза обычно имеют призматическую форму и слабо зональное строение; их размер колеблется от 0.5 до 2.0 мм. Нередко встречаются скопления (1.5–2.0 мм) мелкопризматических кристаллов (0.1–0.2 мм), а также сложенные ими оторочки вокруг зерен граната и акцессорной шпинели. Ортопироксен образует агрегаты из мелкопризматических кристаллов (0.2–0.7 мм); размер этих обособлений составляет 1.5–2.0 мм. Гранат в породе встречается в виде округлых гипидиоморфных выделений размером 0.6–1.2 мм, окруженных каймами из мелкопризматических кристаллов плагиоклаза, редко ортопироксена. Изотропен при скрещенных николях, при одном николе характерен высокий рельеф. Зерна трещиноватые (рис. 7б, 7г). Цвет – от практически бесцветного до светло-желтого и светло-розового.

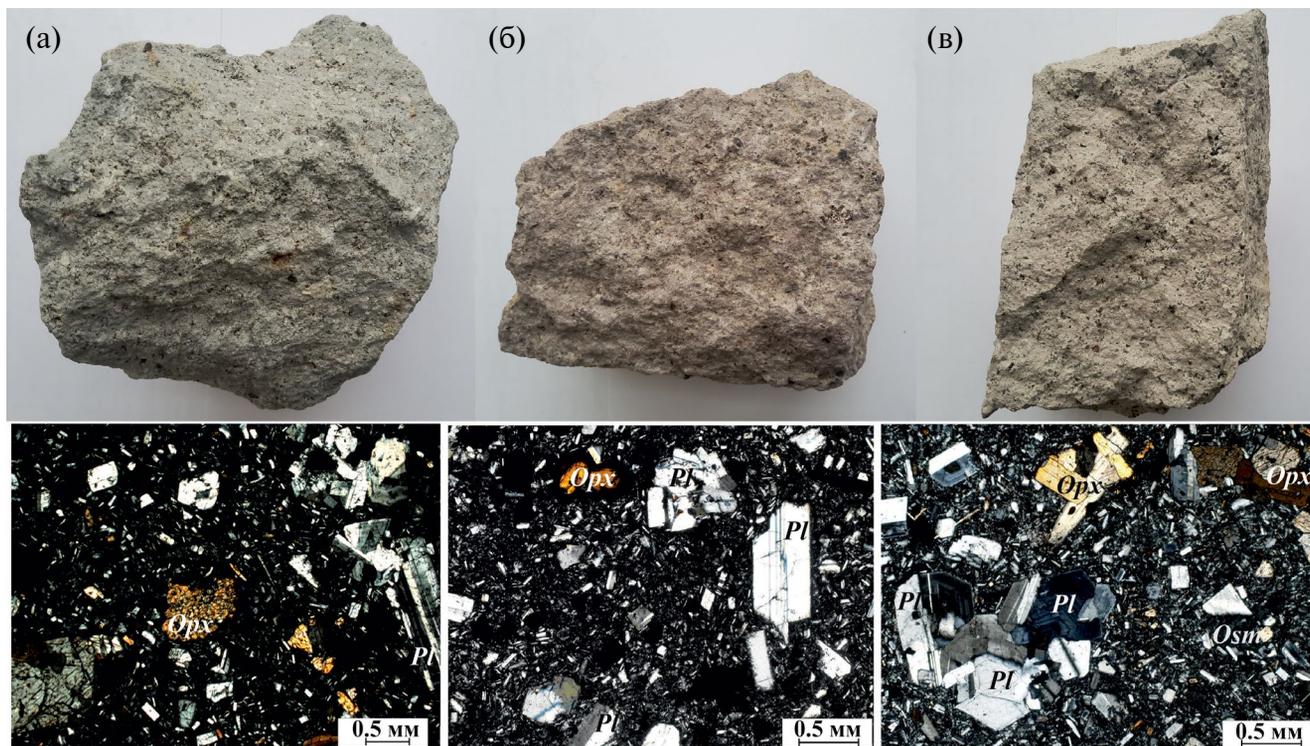
Основная масса андезитов–дацитов имеет интерсерпальную структуру и сложена вулканическим стеклом (40% от объема породы), лейстами плагиоклаза и микрокристаллами ортопироксена (0.05–0.3 мм).

Акцессорные фазы представлены шпинелью (до 1 об. %) темно-зеленого и зеленовато-серого цвета, которая встречается в виде скоплений ксеноморфных зерен, окруженных каймой из микрокристаллов короткопризматического плагиоклаза, а также единичными зернами циркона, апатита и выделениями рудных минералов (в основном ильменит, редко пирротин), размер которых 0.2–0.3 мм. В совокупности акцессорные минералы слагают до 3% от объема породы.

<sup>2</sup>В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены:

Supplementary 1, ESM\_1–ESM\_12 – Химический состав породообразующих и второстепенных минералов осумилитсодержащих дацитов;

Supplementary 2, ESM\_1 – Условия измерений состава осумилита, ортопироксена, граната и плагиоклаза с помощью микрозондового анализатора.



**Рис. 3.** Основные петрографические различия пород вулкана Кордиеритовый.

(а) серые гранатсодержащие ортопироксеновые андезиты–дациты, (б) розовые осумилитсодержащие ортопироксеновые дациты, (в) серо-розовые осумилит-гранатсодержащие ортопироксеновые дациты.

Розовые осумилитсодержащие ортопироксеновые дациты содержат 35 об. % вкрапленников, которые представлены плагиоклазом (20%) и ортопироксеном (15%). Фенокристы плагиоклаза (0.5–1.0 мм) имеют призматическую форму, также встречаются гломеропорфировые сростания его мелкопризматических кристаллов (0.1–0.3 мм); размер таких обособлений до 2 мм. Ортопироксен представлен ксеноморфными оплавленными выделениями (0.2–1.6 мм) коротко- и удлиненно-призматического облика, окруженными опацистыми каймами, которые по толщине иногда превышают выделения самого минерала. Минерал обладает слабым плеохроизмом в сером ( $N_g$ ) и розовато-желтом ( $N_p$ ) тонах.

Основная масса имеет интерсервальную структуру, сложена вулканическим стеклом (50% от объема породы), лейстами плагиоклаза, единичными микрокристаллами ортопироксена и редкими ксеноморфными выделениями светло-синего осумилита (около 2 об. % породы) неправильной формы (0.4–0.7 мм) с рыжеватыми каймами окисления по краям.

Аксессуарные минералы представлены единичными изометричными гипидиоморфными зернами зеленой шпинели размером до 0.2 мм, а также

короткопризматическими кристаллами циркона и выделениями рудных фаз, аналогичных описанным для серых дацитов. В целом около 8 об. % розовых дацитов сложено рудным минералом (гематитом), образующим каймы вокруг ортопироксена и обломков оплавленных аргиллитов, либо полностью замещающим их.

Серо-розовые осумилит-гранатсодержащие ортопироксеновые дациты содержат около 50 об. % вкрапленников, представленных плагиоклазом (до 30%), ортопироксеном (15%), осумилитом (до 5%) и второстепенным гранатом (2%). Фенокристы плагиоклаза характеризуются зональным строением, удлиненно-призматической или таблитчатой формой; их размер колеблется от 0.1 до 2.5 мм. Вкрапленники ортопироксена (0.1–1.0 мм) имеют коротко- и удлиненно-призматический габитус. Иногда наблюдаются гломеропорфировые сростания плагиоклаза и ортопироксена размером 2–3 мм. Осумилит встречается в виде фенокристов (до 3 мм) уплощенно-призматической формы темно-синего цвета, крупных (до 7 мм) кристаллов в миароловых пустотах породы, а также ксеноморфных агрегатов светло-синего цвета в матрице. Последняя форма выделения минерала является преобладающей. Данное обстоятельство свидетельствует об образовании минерала на поздних стадиях

магматического процесса. В прозрачных шлифах при одном никеле осумилит характеризуется интенсивным плеохроизмом от бесцветного до синего цвета. В выделениях этого минерала в виде вростков наблюдаются тонкопластинчатые кристаллы тридимита (~0.1 мм), иногда образующие характерные тройники. Гранат встречен в виде бесцветных трещиноватых зерен изометричной формы размером 0.8–1.1 мм. Их края корродированы и окружены каймами из короткопризматических кристаллов плагиоклаза, реже ортопироксена. В породе наблюдаются единичные зерна амфибола в опалитовой кайме размером до 2 мм.

Основная масса имеет интерсертальную структуру, в ее составе преобладает вулканическое стекло (40% от объема породы). Микролиты очень мелкие (0.1–0.3 мм), слагают до 20 об. % породы и представлены в основном лейстами плагиоклаза. Крайне редко встречаются удлиненные чешуйчатые выделения флогопита размером 0.1–0.3 мм, обычно в сростании с плагиоклазом.

Акцессорные минералы дацитов – шпинель (~1 об. %), корунд, тридимит, апатит, циркон и рудные фазы (ильменит, рутил, гематит, магнетит, пирротин – до 5% от объема породы). Шпинель образует скопления ксеноморфных зерен темно-зеленого цвета, обрастающих микрокристаллами плагиоклаза. Кроме того, она наблюдается в виде реакционных кайм серовато-розового цвета вокруг зерен ксеногенного корунда. Корунд встречается редко в виде корродированных удлиненных псевдогексагональных призматических кристаллов светло-синего цвета. Тридимит образует вростки в выделениях осумилита; тонкоигольчатые зерна апатита и короткопризматические – циркона наблюдаются крайне редко.

#### *Номенклатура и основные геохимические характеристики пород вулкана Кордиеритовый*

Породы вулкана Кордиеритовый представлены известково-щелочными андезитами-дацитами и на классификационной диаграмме TAS (Le Bas et al., 1986; рис. 4а) образуют непрерывный ряд составов от серых (андезиты) к розовым разностям (дациты). Они содержат, в мас. %: 62.53–66.58 SiO<sub>2</sub>, 1.92–2.44 MgO, 2.05–2.34 K<sub>2</sub>O, 6.18–6.75 (K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O) (табл. 1) и характеризуются невысокой магнезиальностью (0.45–0.49), что позволяет считать данные вулканы умеренно-дифференцированными образованиями. По соотношению SiO<sub>2</sub>/K<sub>2</sub>O породы являются умеренно-калиевыми (Peccherillo, Taylor 1976; рис. 4б), на диаграмме Na<sub>2</sub>O–K<sub>2</sub>O (Middlemost, 1975; рис. 4г) точки их составов попадают на линию раздела вулканизов калиевой и натриевой серий (Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O – 1.88–2.02). На диаграмме AFM (Irvine, Baragar, 1971; рис. 4в) точки изученных лав лежат в поле известково-щелочных образований, а на диаграмме A/CNK–A/NK (Shand, 1943; рис.

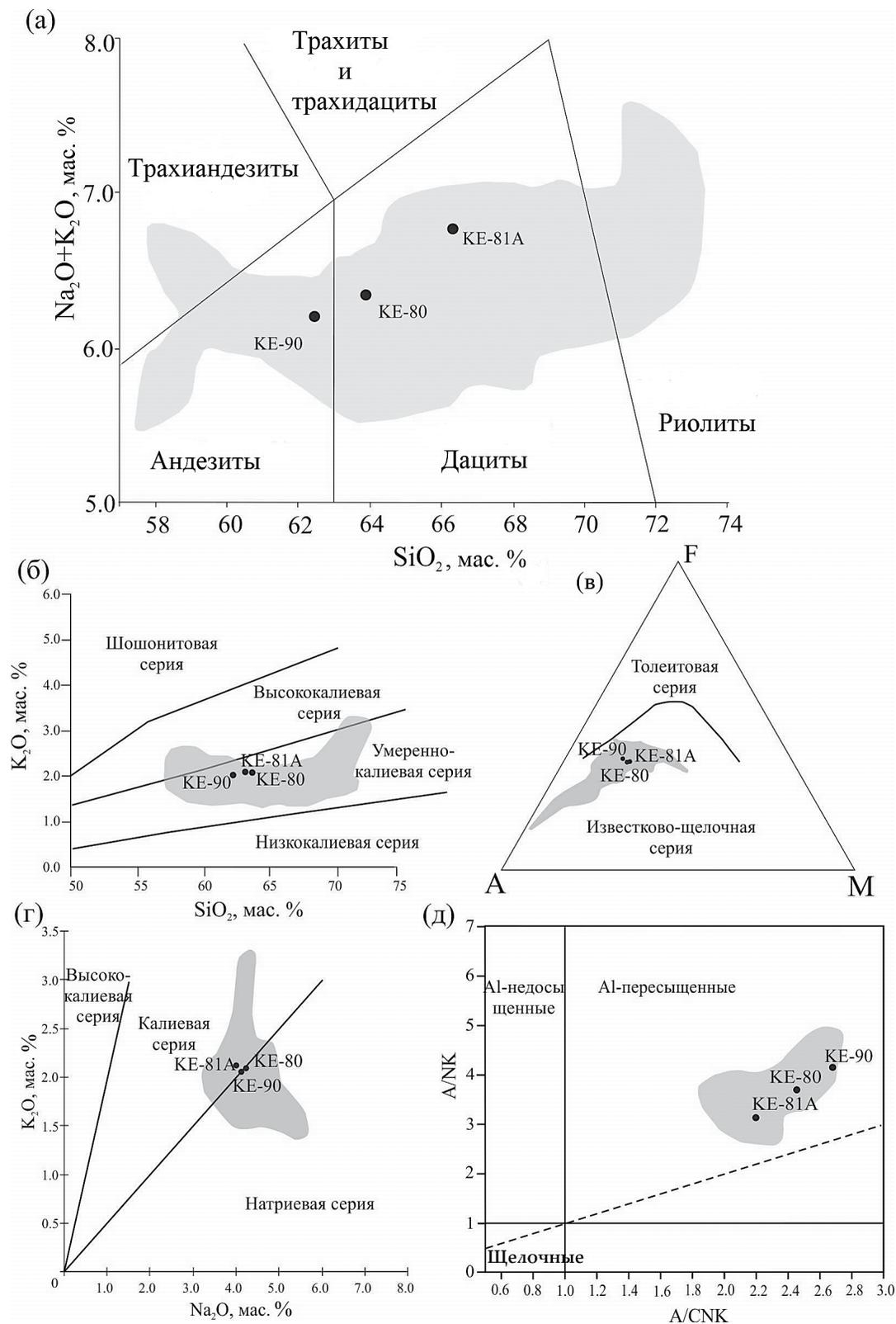
4д) – в секторе высокоглиноземистых пород ( $al^* = 2.19–2.53$ ) с выраженным позитивным линейным трендом от серых к розовым разностям. Отметим, что на всех классификационных диаграммах точки пород вулкана Кордиеритовый располагаются в пределах поля молодых вулканизов Кельского нагорья (Лебедев и др., 2011), преимущественно в его центральной части (рис. 4). Потери при прокаливании для всех изученных образцов составили менее 1 мас. %, что свидетельствует об их петрографической свежести.

В целом породы вулкана Кордиеритовый отличаются повышенной концентрацией Ga (21–22 г/т) и пониженными концентрациями – Ni (1.6 г/т), Y (12–17 г/т), Nb (8–9 г/т), Cd (<0.1 г/т), по сравнению с кларками для средних–кислых магматических образований (Соловов и др., 1990). Более основные (серые) разности вулканизов характеризуются заметно большими концентрациями сидерофильных (Cr, V, Co и др.) элементов, по сравнению с таковыми в розовых. Суммарное содержание РЗЭ в породах колеблется от 132 до 143 г/т.

Согласно опубликованным данным (Лебедев и др., 2011; Bewick, 2016), наиболее основными и примитивными породами Кельского вулканического центра являются андезибазальты Гудаури-Млетского потока (SiO<sub>2</sub> 56–57 мас. %, MgO > 6.4 мас. %, Mg# 0.64), состав которых может ближе всего соответствовать таковому для мантийного источника, ответственного за магмогенерацию под изученной частью Большого Кавказа в плейстоцене. В этой связи на диаграммы со спектрами распределения микроэлементов и РЗЭ (рис. 5) для сравнения также вынесены данные для указанных андезибазальтов.

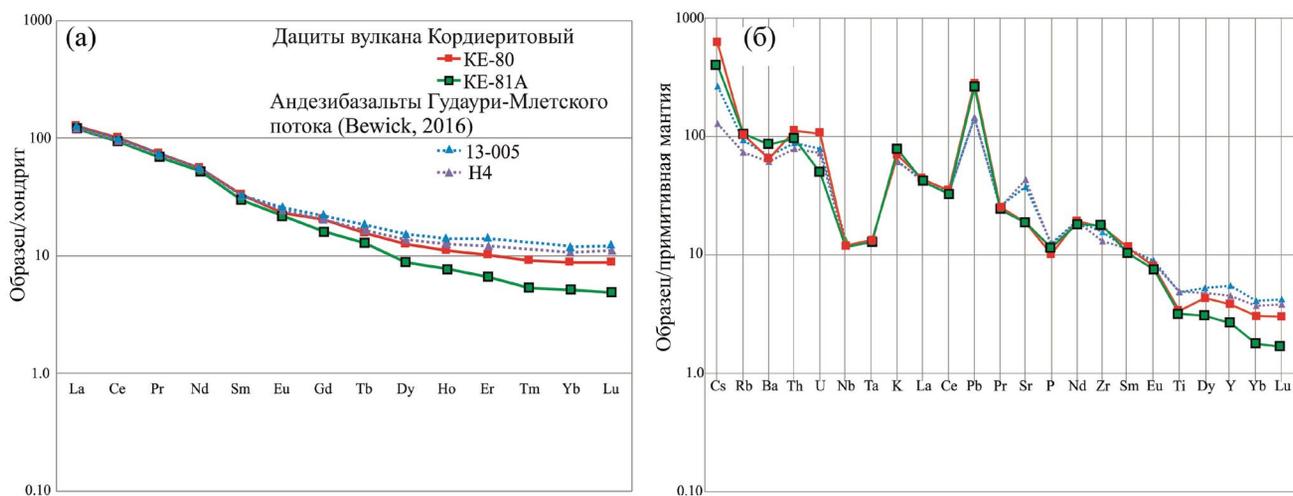
Спектры распределения РЗЭ для пород вулкана Кордиеритовый, нормированные по хондритовому резервуару, характеризуются пологим наклоном; Eu-аномалия отсутствует (рис. 5а). В секторе легких РЗЭ (от La до Eu) спектры серых и розовых разностей лав вулкана Кордиеритовый идентичны между собой и спектрами андезибазальтов Гудаури-Млетского потока с обогащением по отношению к хондритовому резервуару от 100 (для La) до 20 (для Eu) раз. В секторе тяжелых РЗЭ наблюдается некоторое обеднение этими элементами серых дацитов, по сравнению с андезибазальтами Гудаури-Млетского потока, которое становится весьма существенным в розовых разностях с их обогащением по отношению к хондритовому резервуару менее чем в 10 раз.

Характер распределения микроэлементов в спектрах, нормированных к составу примитивной мантии, для лав вулкана Кордиеритовый и андезибазальтов Гудаури-Млетского потока весьма близок (рис. 5б). Они характеризуются наличием положительных Cs- и Pb-аномалий и отрицательных



**Рис. 4.** Классификационные диаграммы для изученных пород вулкана Кордиеритовый. Серым цветом обозначено поле пород Кельского вулканического центра по данным (Лебедев и др., 2011).

(а) TAS (Le Bas et al., 1986), (б)  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  (Peccherillo, Taylor, 1976), (в) AFM (Irvine, Baragar, 1971), (г)  $\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{K}_2\text{O}$  (Middlemost, 1975), (д) A/CNK-A/NK (Shand, 1943).



**Рис. 5.** Спектры распределения микроэлементов и РЗЭ в изученных магматических породах вулкана Кордиеритовый, нормированные по отношению к хондритовому резервуару (а) и к усредненному составу примитивной мантии (ПМ) (б). Данные для нормирования из (Sun, McDonough, 1989).

– Та, Nb и Р. Породы вулкана Кордиеритовый по сравнению с андезибазальтами характеризуются большим обогащением Cs и Pb и одновременно они несколько обеднены Sr, Ti, Y и, как отмечено выше, тяжелыми РЗЭ.

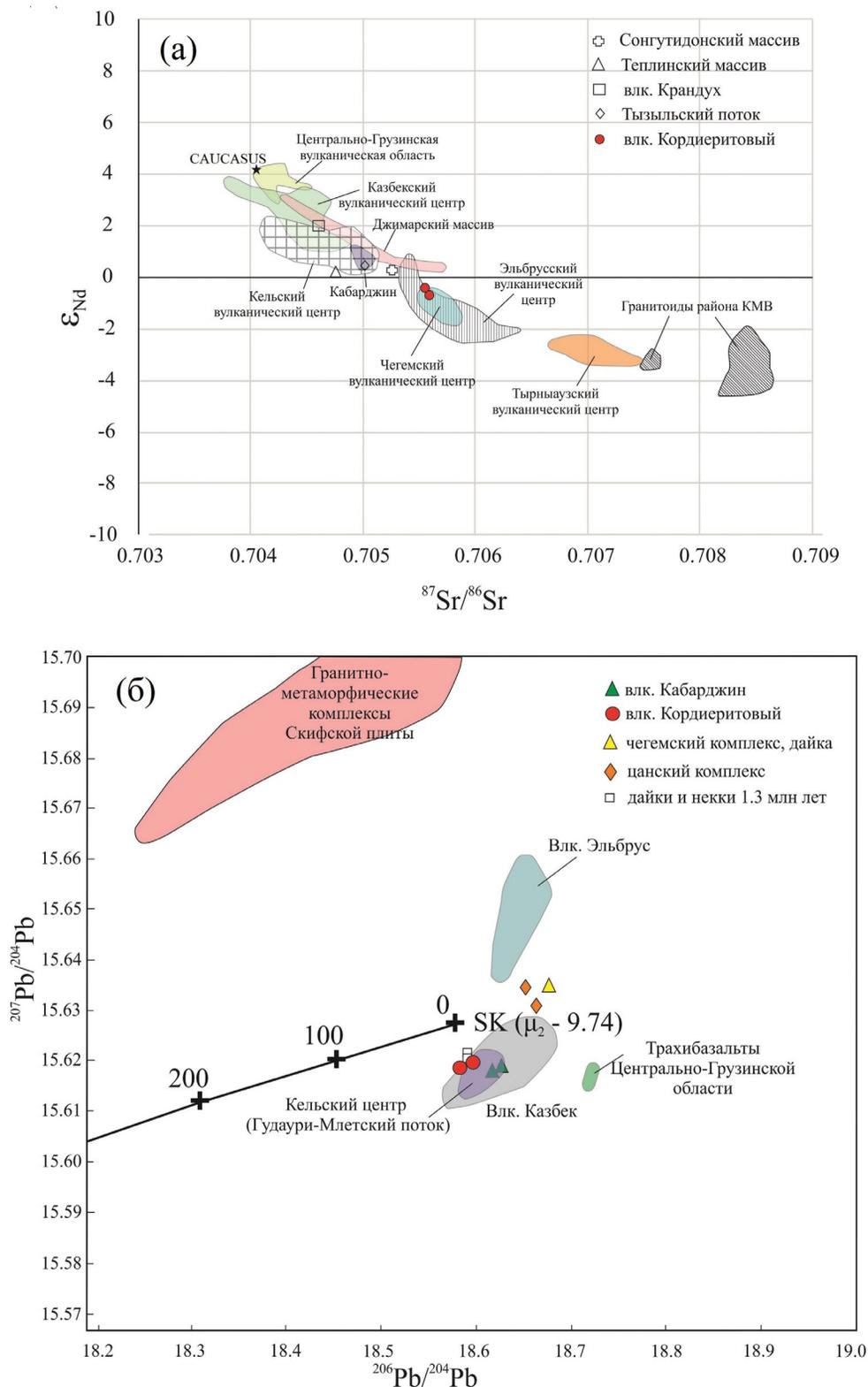
Нами изучена Sr-Nd-Pb изотопная систематика для валовых проб серых и серо-розовых разностей дацитов вулкана Кордиеритовый (обр. KE-80 и KE-81A; табл. 1). Диапазон значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в этих породах невелик и составляет 0.70553–0.70596. Изотопное отношение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в обеих пробах совпадает в пределах погрешности (0.512602–0.512616) при  $\epsilon_{\text{Nd}}$  от –0.70 до –0.43. Отметим, что на Sr–Nd изотопной диаграмме (рис. 6а) составы изученных лав вулкана Кордиеритовый попадают не в поле других вулканитов Кельского нагорья, а в поле молодых магматических образований Эльбрусского и Чегемского вулканических центров Большого Кавказа, в петрогенезисе которых заметную роль играли коровые резервуары (Лебедев и др., 2011; Лебедев, Вашакидзе, 2014).

Изотопные отношения Pb в обеих изученных пробах дацитов совпадают в пределах погрешности измерений (табл. 1). На изотопной диаграмме  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (рис. 6б) их точки лежат немного ниже эволюционной кривой Стейси–Крамерса и попадают в поля Казбекского и Кельского неовулканических центров, на заметном удалении от области молодых вулканитов северного склона Большого Кавказа, в петрогенезисе которых принимали участие коровые источники (Лебедев, Вашакидзе, 2014).

## МИНЕРАЛОГИЯ ОСУМИЛИТСОДЕРЖАЩИХ ЛАВ ВУЛКАНА КОРДИЕРИТОВЫЙ

В настоящем разделе представлены и обсуждаются результаты изучения химического состава минеральных фаз из осумилитсодержащих дацитов вулкана Кордиеритовый (обр. KE-80, KE-81A), полученные с помощью рентгеноспектрального микрозондового анализатора (РСМА) и электронного сканирующего микроскопа (СЭМ–ЭДС).

**Плагиоклаз** – сквозной минерал во всех разностях пород вулкана Кордиеритовый (результаты анализов его состава представлены в Supplementary 1, ESM\_1). Его выделения относятся к двум генерациям: *Pl-1* – фенокристы; *Pl-2* – микрофенокристы, зачастую образующие гломеропорфиновые сростки (рис. 7д), и микролиты основной массы. Кроме того, наблюдаются плагиоклазовые реакционные каймы вокруг кристаллов шпинели и граната, сложенные микрокристаллами *Pl-2* (рис. 8а). При этом выделения обеих генераций минерала представлены исключительно “кислым” лабрадором и характеризуются близким составом (фенокристы –  $An_{52-59}$ , микрофенокристы –  $An_{54-56}$ , микролиты –  $An_{49-55}$ , каймы –  $An_{52-59}$ ). Количество ортоклазового компонента составляет 1–3%. Крупные фенокристы лабрадора при изучении на оптическом микроскопе обнаруживают ростовую зональность, однако изменения в их химическом составе от центра зерен к кайме (рис. 8б), согласно результатам РСМА, несущественны. Полученные данные свидетельствуют о том, что образование фенокристов плагиоклаза происходило на поздних стадиях магматического процесса, незадолго



**Рис. 6.** Изотопные диаграммы  $\epsilon_{Nd}-^{87}Sr/^{86}Sr$  (а) и  $^{206}Pb/^{204}Pb-^{207}Pb/^{204}Pb$  (б) для лав вулкана Кордиритовый, Кельского вулканического центра и других молодых магматических образований Большого Кавказа. При построении использованы авторские и литературные данные (Лебедев, Вашакидзе, 2014; Парфенов и др., 2019; Чугаев и др., 2013; Bewick, 2016).

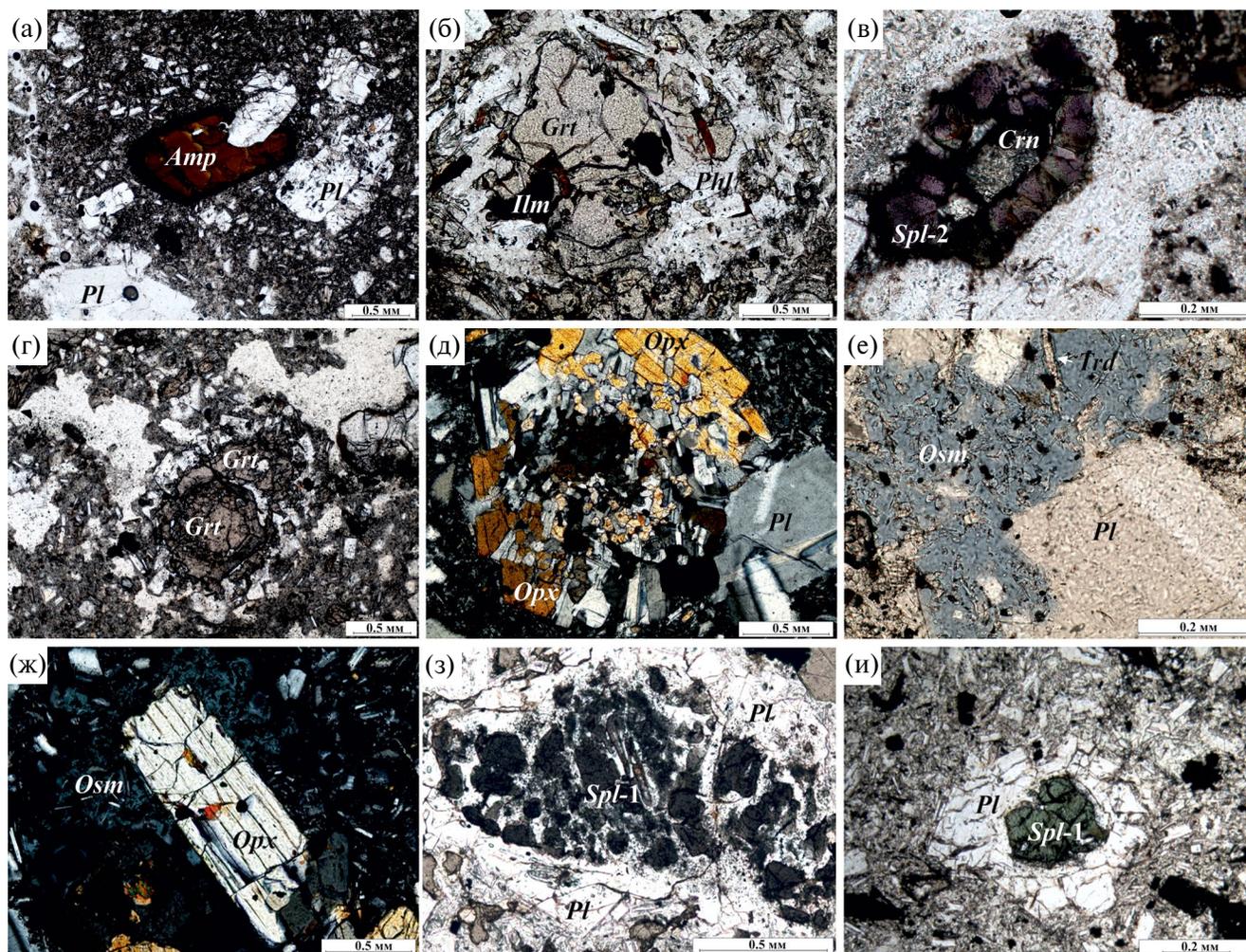


Рис. 7. Некоторые особенности минерального состава дацитов вулкана Кордиеритовый (микрофотографии прозрачных шлифов, обр. KE-81A).

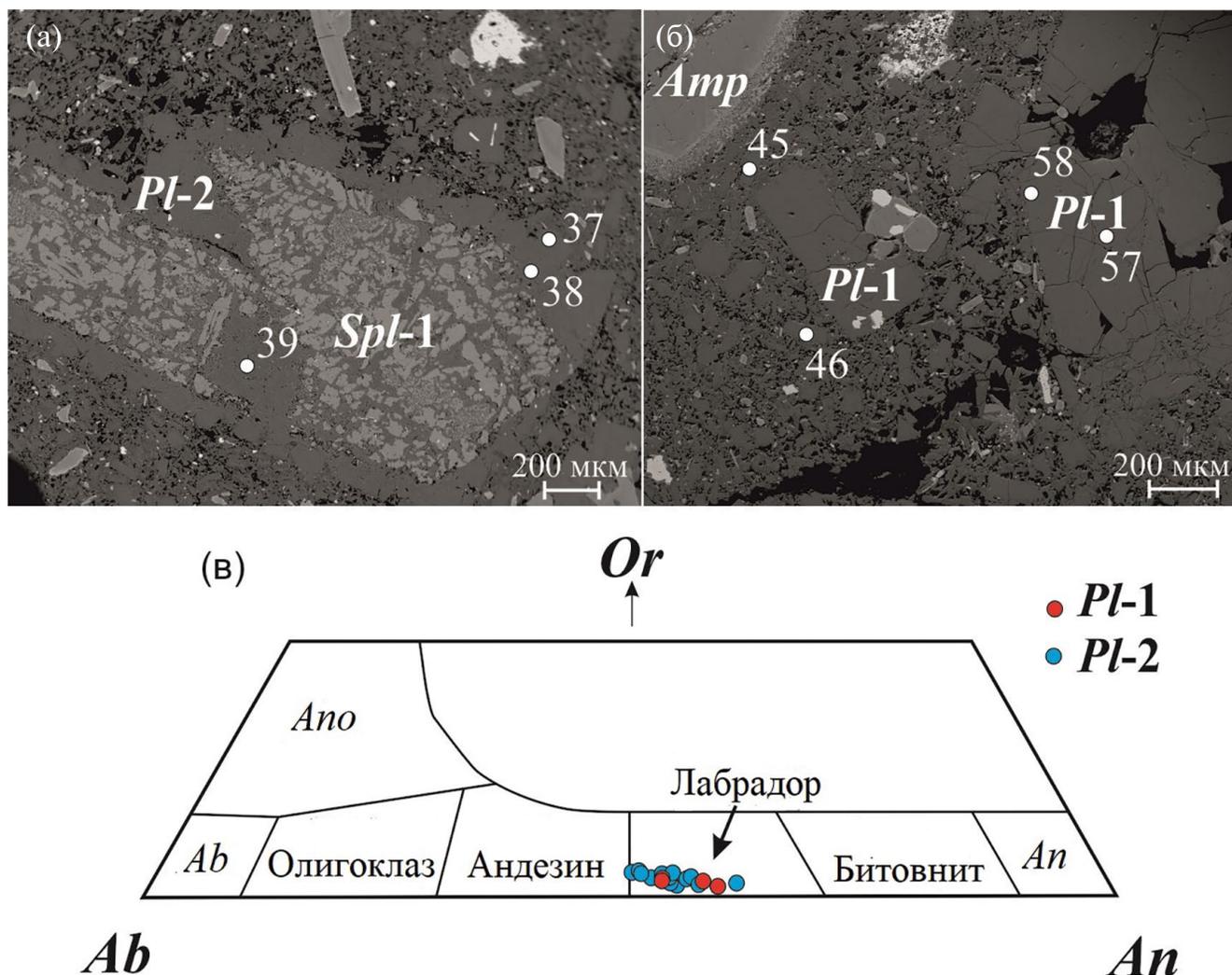
Здесь и далее аббревиатура минералов согласно (Warr, 2021): *Amp* – амфибол, *Crn* – корунд, *Grt* – гранат, *Ilm* – ильменит, *Opx* – ортопироксен, *Osm* – осумилит, *Phl* – флогопит, *Pl* – плагиоклаз, *Spl* – шпинель, *Trd* – тридимит. Фото (а–г, е, з, и) – при одном никеле; фото (д, ж) – никели скрещены.

до излияния магматического расплава на дневную поверхность.

**Гранат** в качестве второстепенной фазы в небольших количествах (2–5 об. %) встречен в серых и серо-розовых разностях лав вулкана Кордиеритовый, исключительно в ассоциации минералов фенокритов (рис. 9). Все его выделения по составу относятся к алмандин–пироповому ряду ( $X_{Alm} = 0.51–0.81$ ), количество grossularового минала не превышает 18%, спессартинового – 11% (табл. 2, рис. 9д). На основании изучения состава фенокритов граната с помощью РСМА нами было выделено три его генерации (результаты анализов состава граната представлены в Supplementary 1, ESM\_2).

Гранат первой генерации (*Grt-1*) встречается крайне редко и сохранился преимущественно в ядерных частях некоторых фенокритов, которые

по краям сложены гранатом поздних генераций (рис. 9а). Его состав характеризуется следующими значениями миналов:  $X_{Prp} = 0.42$ ,  $X_{Alm} = 0.51–0.53$ ,  $X_{Grs} = 0.04–0.05$ ; он отличается также наличием примеси Cr (0.07–0.12 мас. %) относительно других двух генераций. На генетической диаграмме, характеризующей состав гранатов из разных геологических образований (Соболев, 1964; рис. 9д), видно, что точки *Grt-1* попадают в поле гранатов из лейкократовых гранулитов и находятся на значительном удалении от поля гранатов из вулканических образований. Можно сделать вывод о том, что *Grt-1*, характеризующийся высоким содержанием пиропового минала и слагающий ядерные части некоторых фенокритов, по своему происхождению является ксеногенным (исходно – метаморфогенным), захваченным магматическим расплавом при ассимиляции метаморфических образований (гранулитов) на нижних уровнях коры.



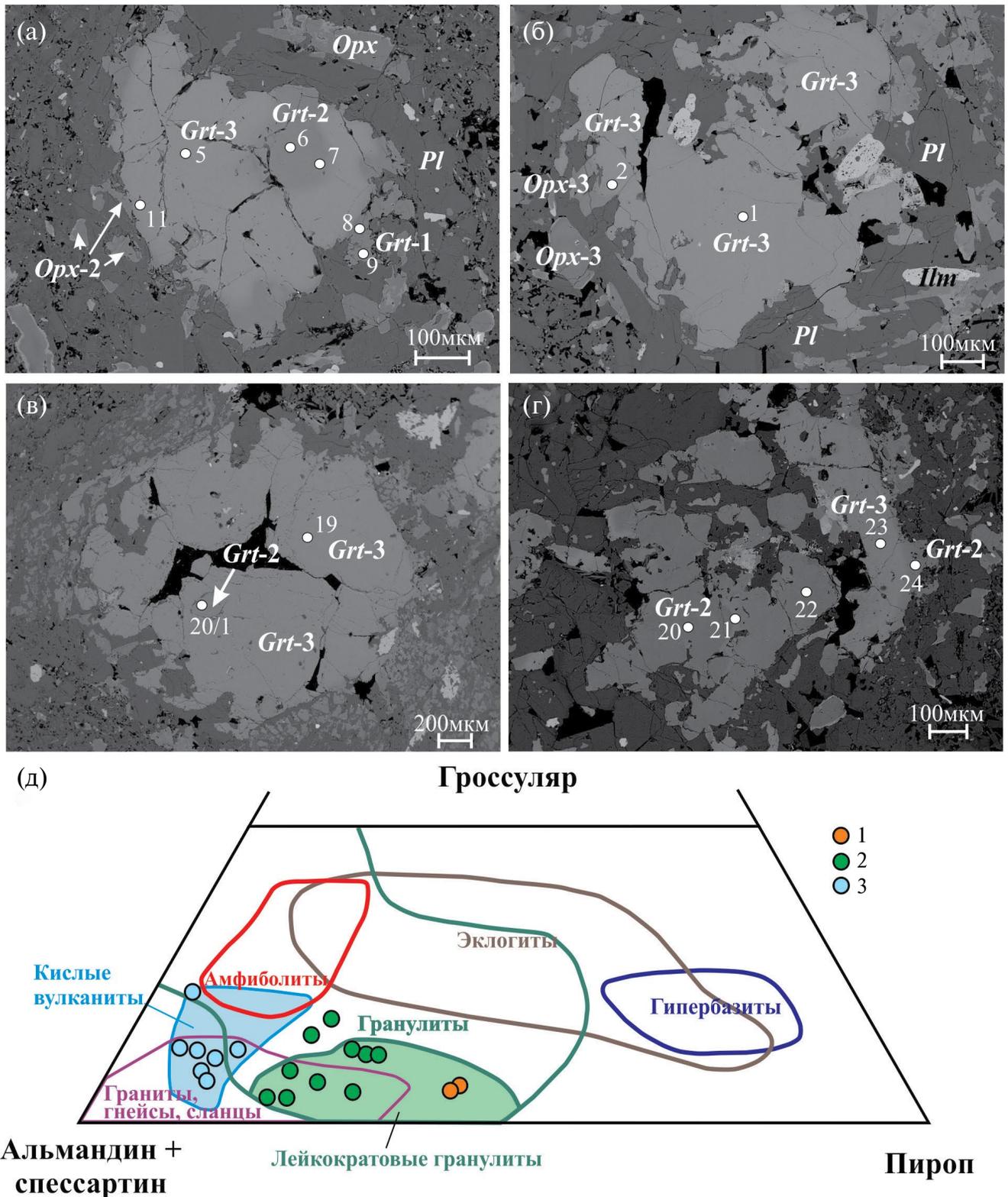
**Рис. 8.** Форма выделений (а, б) и состав плагиоклаза (в) в образце дацита KE-81A.

(а) – плагиоклазовая кайма вокруг зерна ксеногенной шпинели, (б) – фенокристы *Pl-1* с ростовой зональностью (изображения в обратнорассеянных электронах – BSE, номера точек на рисунке отвечают номерам в Supplementary 1, ESM\_1), (в) – состав плагиоклазов из дацитов вулкана Кордиеритовый на тройной диаграмме *Ab–An–Or*.

Гранат третьей, самой поздней генерации (*Grt-3*) образует как самостоятельные фенокристы (рис. 9б), нередко обладающие весьма идиоморфным обликом, так и каймы на более ранних выделениях *Grt-2* (рис. 9в, 9г). Очевидно, что выделения *Grt-3* кристаллизовались в равновесии с дацитовым расплавом: в большинстве случаев фенокристы не имеют заметных следов коррозии, структурного распада, реакционных кайм. Встречаются равновесные сростания кристаллов *Grt-3* с выделениями плагиоклаза, образовавшимися, как отмечено выше, на поздних стадиях магматического процесса. Поздний гранат характеризуется максимальным содержанием альмандинового минала и одновременно самым низким – пиропового ( $X_{Prp} = 0.04–0.14$ ,  $X_{Alm} = 0.65–0.81$ ,  $X_{Grs} = 0.06–0.18$ ).

На генетической диаграмме (Соболев, 1964; рис. 9д) точки составов *Grt-3* полностью попадают в поле гранатов из кислых вулканитов, что свидетельствует в пользу вулканогенного происхождения данной генерации этого минерала.

Гранат второй генерации (*Grt-2*), встречающийся как в виде самостоятельных крупных трещиноватых фенокристов (обычно в обрастании поздним *Grt-3*; рис. 9а, 9в, 9г), так и в ядрах крупных зональных кристаллов, а также в ряде случаев формирующий каймы вокруг зерен ксеногенного *Grt-1* по соотношению пиропового и альмандинового миналов имеет промежуточный состав между *Grt-1* и *Grt-3* (табл. 2, рис. 9д). Данная генерация в целом характеризуется, в первую очередь, заметными вариациями количества альмандинового минала



**Рис. 9.** Фенокристы разных генераций граната и их состав в образце дацита KE-81A. (a–г) – изображения BSE (номера точек на рисунке отвечают таковым в табл. 2), (д) – положение точек гранатов из дацитов вулкана Кордиеритовый на сводной генетической диаграмме для пироп-альмандин-гроссуляровых гранатов разного происхождения (Соболев, 1964). 1 – Grt-1; 2 – Grt-2; 3 – Grt-3.

Таблица 2. Химический состав гранатов в дацитах вулкана Кордиритовый по данным РСМА

Компоненты	Grt-1					Grt-2								Grt-3					
	8*	9	20/1	6	7	11	12	17	20	21	22	24	5	2	1	19	15	18	23
SiO <sub>2</sub>	39.15	39.23	38.13	38.56	38.22	38.02	38.34	37.59	38.67	37.52	38.65	38.00	37.58	37.30	37.47	37.27	37.68	37.77	37.67
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.18	0.19	0.11	0.02	0.02	0.21	0.14	0.16	0.13	0.13	0.44	0.05	0.06	0.06	0.14	0.04	0.06	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.14	22.46	20.93	22.49	21.82	21.94	21.67	21.79	22.07	21.70	22.22	21.69	21.14	21.68	21.27	20.25	21.52	21.72	21.53
FeO	24.23	24.98	26.98	26.21	29.93	33.63	23.80	31.06	25.41	30.05	26.46	29.46	33.95	35.52	35.00	28.56	33.34	33.89	34.76
MnO	0.55	0.49	3.17	1.51	1.48	0.60	5.09	0.37	2.71	3.58	2.51	0.22	2.07	0.18	1.73	5.77	2.23	0.08	1.30
MgO	11.22	11.01	5.44	7.94	6.50	5.19	5.84	5.24	7.51	5.82	7.08	7.69	2.75	2.21	1.72	1.11	2.93	3.43	3.01
CaO	1.83	1.66	4.17	3.35	1.98	1.19	5.06	2.47	3.34	1.22	3.53	1.51	2.44	3.41	3.53	6.06	3.07	3.50	2.02
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	0.35	0.07	0.07	0.08	0.06	-	-	-	-	-	0.05	0.07
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	0.32	0.02	-	0.02	-	-	-	-	-	-	0.03	-
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	0.07	-	-	-	0.06	-	-	0.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.45	100.11	99.04	100.19	99.99	100.66	100.01	99.34	100.07	100.12	100.71	99.08	100.01	100.38	100.78	99.19	100.86	100.53	100.37

## Формульные коэффициенты в пересчете на 8 катионов

Si	2.99	2.98	3.02	2.97	2.99	2.99	2.99	2.99	3.00	2.97	2.99	2.98	3.02	2.99	3.00	3.03	3.00	3.00	3.01
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	1.99	2.01	1.96	2.04	2.02	2.03	1.99	2.05	2.01	2.02	2.02	2.01	2.00	2.05	2.01	1.94	2.02	2.03	2.03
Fe	1.55	1.59	1.79	1.69	1.96	2.21	1.55	2.07	1.65	1.99	1.71	1.93	2.28	2.38	2.35	1.94	2.22	2.25	2.32
Mn	0.04	0.03	0.21	0.10	0.10	0.04	0.34	0.02	0.18	0.24	0.16	0.01	0.14	0.01	0.12	0.40	0.15	0.01	0.09
Mg	1.28	1.25	0.64	0.91	0.76	0.61	0.68	0.62	0.87	0.69	0.81	0.90	0.33	0.26	0.20	0.13	0.35	0.41	0.36
Ca	0.15	0.13	0.35	0.28	0.17	0.10	0.42	0.21	0.28	0.10	0.29	0.13	0.21	0.29	0.30	0.53	0.26	0.30	0.17
Сумма	8.00	8.00	7.99	8.00	8.00	7.99	8.00	7.97	7.99	8.01	8.00	7.99	7.98	7.99	7.99	7.99	7.99	7.99	7.98
<i>Prp</i>	42.4	41.6	21.4	30.7	25.4	20.6	22.7	21.3	29.2	22.7	27.3	30.3	11.1	9.0	6.9	4.5	11.7	13.7	12.2
<i>Alm</i>	51.4	52.9	59.6	56.7	65.7	74.7	51.9	70.7	55.5	65.9	57.4	65.0	77.0	80.7	79.0	64.7	74.5	76.0	78.9
<i>Grs</i>	5.0	4.5	11.8	9.3	5.6	3.4	14.2	7.2	9.3	3.4	9.8	4.3	7.1	9.9	10.2	17.6	8.8	10.1	5.9
<i>Sps</i>	1.2	1.0	7.1	3.3	3.3	1.3	11.3	0.8	6.0	7.9	5.5	0.5	4.8	0.4	3.9	13.2	5.0	0.2	3.0

\*Номер точки здесь и в табл. 3 соответствует таковому на рис. 9 и 11.

( $X_{Alm} = 0.52-0.71$ ) при существенно меньших — пиропового и гроссулярового ( $X_{Prp} = 0.21-0.31$ ,  $X_{Grs} = 0.04-0.13$ , табл. 2). На генетической диаграмме (Соболев, 1964; рис. 9д) точки *Grt-2* попадают в поле гранатов из гранулитов, но одновременно занимают промежуточное положение между полями ксеногенного *Grt-1* и вулканогенного *Grt-3*. Данное обстоятельство позволяет предположить, что выделения *Grt-2* имеют вулканогенное происхождение и образовались на ранних стадиях магматического процесса. Их промежуточный состав, скорее всего, объясняется тем, что кристаллизация фенокристов *Grt-2* происходила путем обрастания растворяющихся в магме зерен ксеногенного *Grt-1*. Образование равновесного расплава железистого граната *Grt-2* сопровождалось реакционным взаимодействием с ранним гранатом и формированием отчетливо зональных по составу кристаллов (рис. 9а, точки 6, 7, 11).

Отметим, что выделения ранних генераций граната часто обрастают каймами *Pl-2*, реже ортопироксена.

**Ортопироксен** в изученных породах вулкана Кордиеритовый является сквозным минералом и встречается как в виде крупных, до 5 мм, фенокристов (обр. КЕ-81 часто в опалитовой кайме), так и микрокристаллов в основной массе лав. На основании изучения химического состава этого минерала с помощью РСМА (результаты анализов представлены в Supplementary 1, ESM\_3) выделено три его генерации.

Ортопироксен-1 (*Orpx-1*) наблюдается в виде идиоморфных фенокристов различного размера (рис. 10а) или слагает ядерные части зональных кристаллов, кайма которых сложена ортопироксеном поздних генераций (рис. 10б). В целом фенокристы *Orpx-1* (рис. 10д) по составу отвечают бронзиту ( $En_{73-79}$ ,  $Fs_{18-24}$ ). В крупных зернах *Orpx-1* наблюдается ростовая зональность (рис. 10а), связанная с небольшим снижением магнезиальности от их центра к кайме (от 0.82 до 0.76). Нередко в выделениях *Orpx-1* присутствует эмульсионная вкрапленность пирротина (рис. 10а).

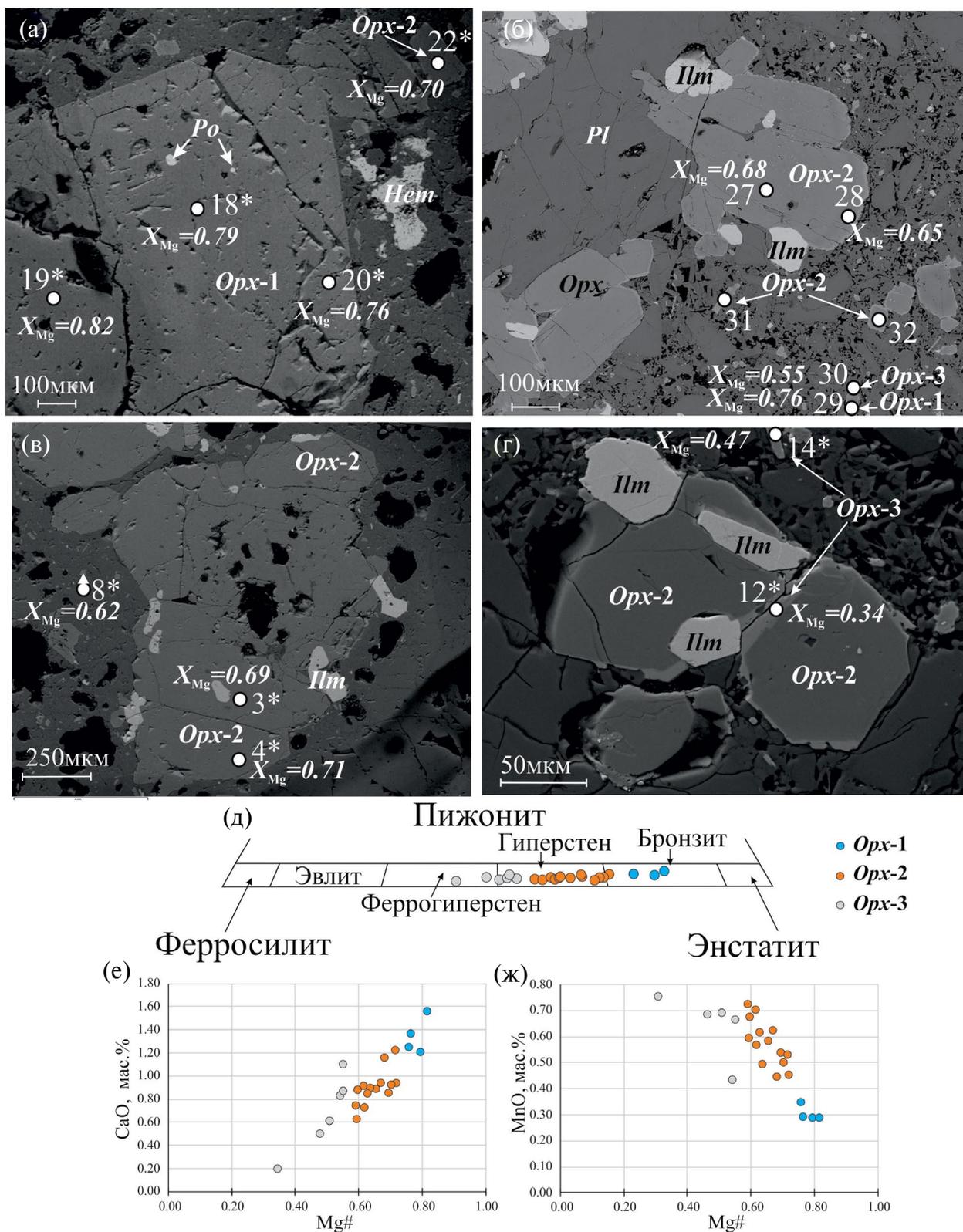
Ортопироксен-2 (*Orpx-2*) встречается в виде гипидиоморфных фенокристов обычно зонального строения (рис. 10б), а также в виде микрокристаллов в матрице (рис. 10в, 10г). По составу он отвечает гиперстену ( $En_{56-68}$ ,  $Fs_{29-39}$ ) (рис. 10д). *Orpx-2* характеризуется магнезиальностью в пределах 0.72–0.59, причем для фенокристов *Orpx-2* характерно понижение ее величины от центра зерен к их кайме. Для данной генерации минерала характерно наличие сростаний с выделениями *Grt-2*, что позволило использовать для данного минерального парагенезиса геотермометры (см. ниже).

Ортопироксен-3 (*Orpx-3*) образует каймы на *Orpx-1* (рис. 10б) и *Orpx-2* (рис. 10г), а также микрокристаллы в основной массе (рис. 10г). По составу он отвечает гиперстену-феррогиперстену ( $En_{34-52}$ ,  $Fs_{46-66}$ ) и характеризуется магнезиальностью в пределах 0.34–0.55. *Orpx-3* нередко образует сростания с *Grt-3*, что позволило нам определить *P–T* условия образования и для данной парагенетической ассоциации минералов.

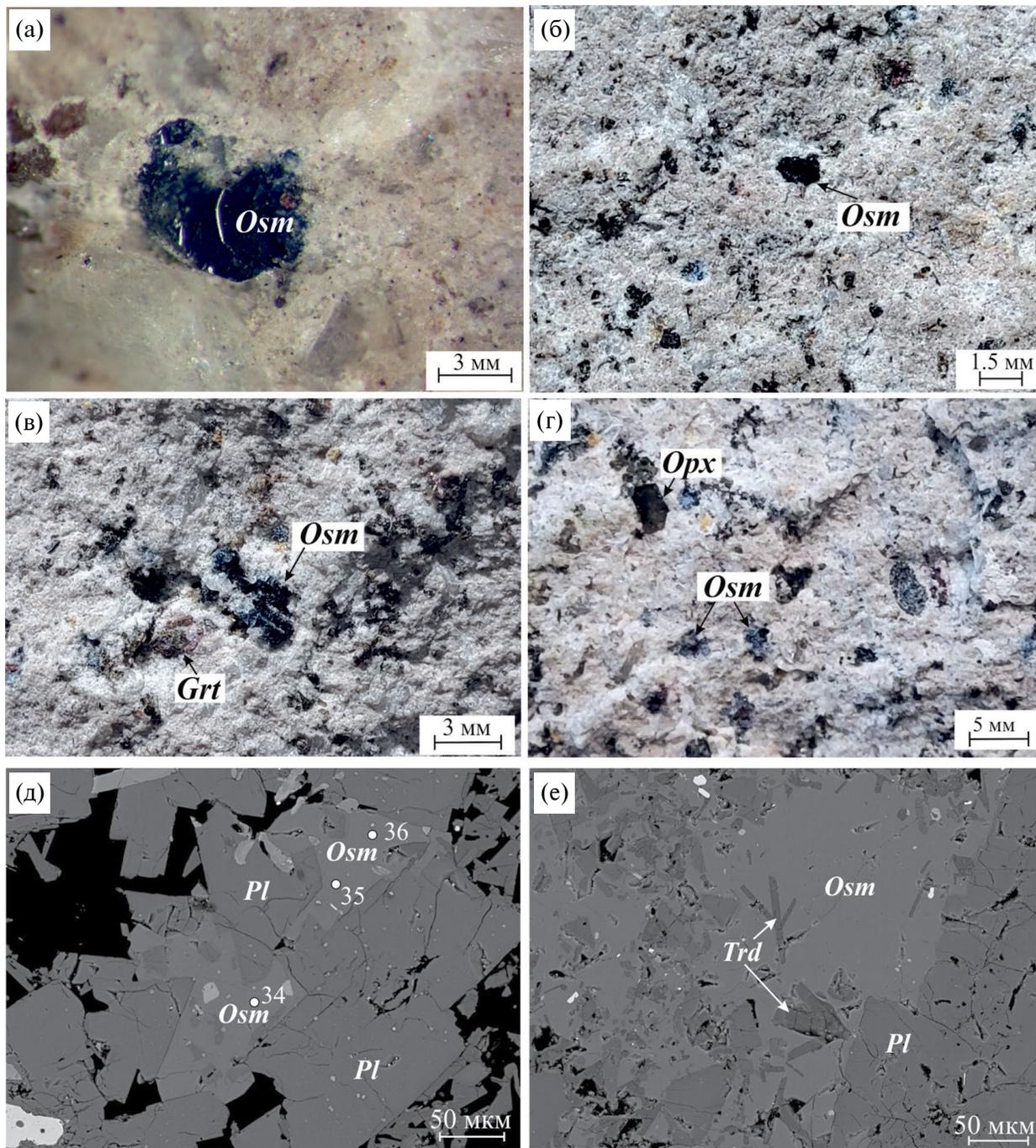
По данным РСМА установлено, что в ряду *Orpx-1–Orpx-2–Orpx-3* одновременно с уменьшением магнезиальности снижается и содержание примеси СаО (рис. 10е), в то время как на бинарной диаграмме Mg#–MnO (рис. 10ж) мы можем видеть обратную закономерность — с уменьшением магнезиальности в ортопироксенах увеличивается содержание марганца.

К сожалению, к настоящему времени не определены геохимические параметры, позволяющие по аналогии с гранатом надежно установить по химическому составу происхождение различных выделений ортопироксена в магматических породах. В этой связи для выяснения природы трех генераций ортопироксена в лавах вулкана Кордиеритовый мы использовали данные петрографического изучения шлифов и РСМА, которые позволили выявить существование в этих вулканитах нескольких парагенетических минеральных ассоциаций. Очевидно, что микрофенокристы *Orpx-3*, часто образующие сростания с *Grt-3*, а также выделения *Orpx-3* в основной массе, кристаллизовались на позднемагматической стадии — непосредственно перед или в процессе излияния магматического расплава на поверхность. Соответственно, кристаллы *Orpx-3* имеют чисто вулканическое происхождение. В то же время зональные фенокристы *Orpx-2*, нередко встречающиеся в сростках с *Grt-2*, скорее всего, кристаллизовались на ранней стадии магматического процесса в глубинной и промежуточных магматических камерах. Характер редких выделений *Orpx-1*, наблюдаемый в вулканитах (преимущественно ядерные части зональных фенокристов), наличие в них вкрапленности пирротина, позволяет предположить ксеногенное (исходно метаморфогенное) происхождение этой генерации минерала. Аналогично *Grt-1*, мы предполагаем, что реликтовые зерна *Orpx-1* были захвачены магмой при ассимиляции материала гранулитов на нижнекоровых уровнях (и ортопироксен, и гранат являются типичными минеральными фазами метаморфических пород группы гранулитов). Впоследствии на разных стадиях магматического процесса эти зерна подвергались коррозии расплавом и обрастали каймами из позднего ортопироксена вулканического происхождения.

**Осумилит-(Mg)** изредка образует идиоморфные таблитчатые фенокристы размером до 3 мм (рис. 11а, 11б), но чаще встречается в виде



**Рис. 10.** Выделения ортопироксена разных генераций и их состав в дацитах вулкана Кордиеритовый. (а–г) – изображения BSE (номера точек на рисунке отвечают номерам в Supplementary 1, ESM\_3), (д) – классификационная диаграмма, (е, ж) – бинарные диаграммы для ортопироксенов разных генераций из дацитов вулкана Кордиеритовый.



**Рис. 11.** Форма выделений осумилита-(Mg) в образце дацита KE-81A.

(а, б) – фенокристы, (в) – кристаллы в миаролах, (г) – ксеноморфные выделения в основной массе, (д, е) – изображения BSE (номера точек на рисунке отвечают номерам в табл. 3 и Supplementary 1, ESM\_4).

ксеноморфных агрегатов в основной массе дацитов (рис. 11д, 11е). Крупные кристаллы минерала (до 7 мм) также присутствуют в миаролах (рис. 11в). Осумилит-(Mg) часто наблюдается в парагенетической ассоциации с тридимитом и апатитом, которые образуют вросстки в его выделениях (рис. 11е). Макроскопически кристаллы минерала обладают густо-синим цветом (рис. 11а).

Состав осумилита-(Mg) из дацитов вулкана Кордьеритовый, согласно данным, полученным нами с помощью РСМА и СЭМ-ЭДС, является достаточно постоянным и не зависит от формы выделения минерала (табл. 3; в полном виде результаты анализов представлены в Supplementary 1, ESM\_4). Как видно из табл. 3, в первой позиции С (К,Na) присутствует вакансия до 0.23 apfu. В работах (Schreyer

Таблица 3. Химический состав осумилита-(Mg) из дацитов вулкана Кордиритовый по данным РСМА

Компоненты	23	24	25	26	27	34	35	36	18	19	29	45	46	50	63
	РСМА														
Метод	СЭМ-ЭДС														
Формульные коэффициенты в пересчете на 17 катионов															
K	0.72	0.71	0.70	0.72	0.73	0.75	0.75	0.74	0.70	0.69	0.73	0.70	0.78	0.71	0.74
Na	0.05	0.05	0.07	0.04	0.02	0.06	0.09	0.10	0.07	0.09	0.04	0.10	0.02	0.07	0.05
Ca	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.03	0.01	0.02
□	0.21	0.23	0.22	0.23	0.23	0.17	0.14	0.13	0.21	0.22	0.21	0.18	0.16	0.20	0.19
ΣC	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
Mg	1.04	1.03	1.05	1.04	1.06	1.10	1.09	1.09	1.15	1.15	1.12	1.17	1.16	1.12	1.06
Fe	0.92	0.93	0.91	0.92	0.89	0.85	0.86	0.87	0.81	0.81	0.84	0.79	0.79	0.83	0.90
Mn	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.04
ΣA	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
Al	2.74	2.71	2.72	2.73	2.70	2.74	2.74	2.77	2.56	2.59	2.59	2.57	2.48	2.53	2.53
Fe <sup>3+</sup>	0.05	0.17	0.11	0.13	0.18	0.22	0.16	0.08	0.42	0.35	0.40	0.38	0.45	0.45	0.46
Fe <sup>2+</sup>	0.21	0.11	0.16	0.14	0.11	0.03	0.09	0.15	0.01	0.06	0.01	0.04	0.05	0.01	0.00
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02
ΣT2	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00	3.00
Si	10.37	10.32	10.36	10.35	10.32	10.17	10.22	10.25	10.20	10.28	10.19	10.19	10.16	10.18	10.15
Al	1.63	1.68	1.64	1.65	1.68	1.83	1.78	1.75	1.80	1.72	1.81	1.81	1.84	1.82	1.85
ΣT1	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00	12.00
X <sub>Mg</sub>	0.46	0.45	0.46	0.46	0.46	0.49	0.49	0.49	0.47	0.48	0.47	0.48	0.47	0.46	0.43

Примечание.  $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe+Mn)$ .

et al., 1983; Armbruster, Oberhansli, 1988) на основе микросондовых исследований показано, что заполняемость позиции С (K + Na + Ca) меньше для осумилитов, образовавшихся при более низком давлении, чем для осумилитов высокого давления, что подтверждается и нашими данными. Так, для метаморфогенных осумилитов вакансии в позиции С, как правило, составляет 0.00–0.10 apfu, в то время как для магматических осумилитов данный показатель варьирует в диапазоне 0.12–0.52.

Усредненная эмпирическая формула осумилита-(Mg) из дацитов вулкана Кордиеритовый может быть записана в следующем виде:

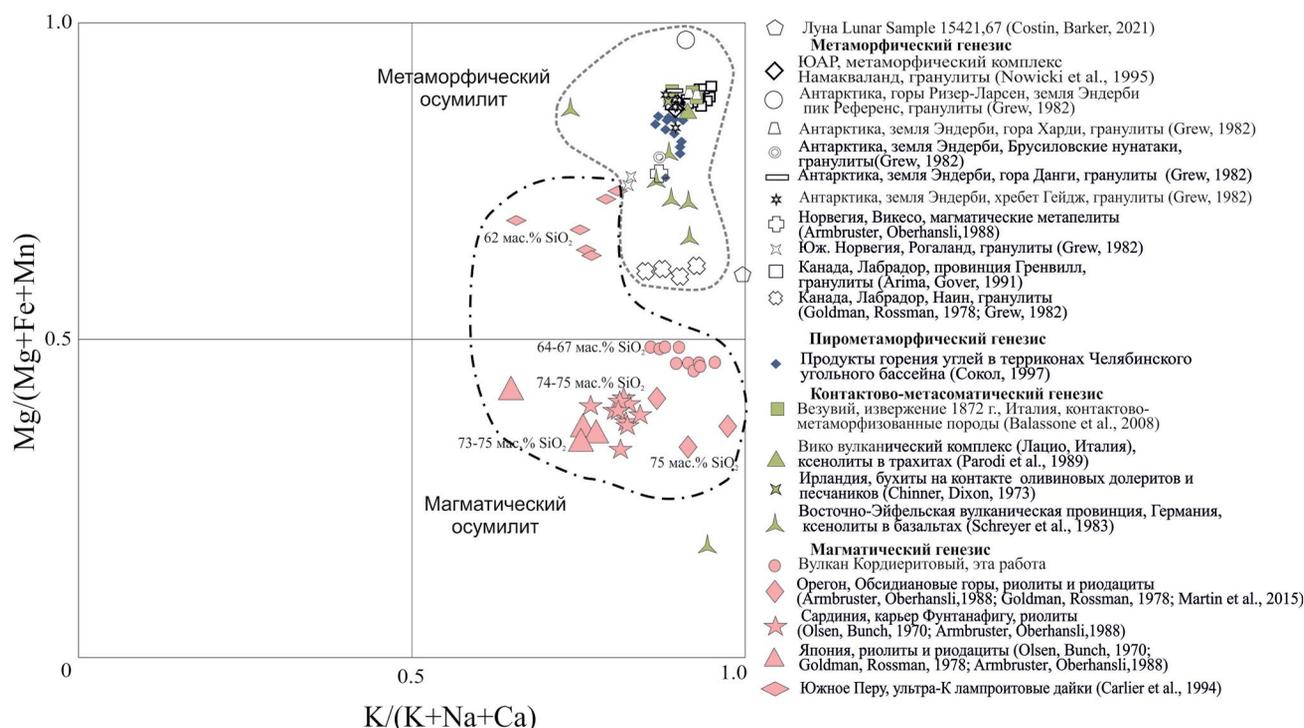
$(K_{0.73}Na_{0.06}Ca_{0.02}□_{0.20})_{1.00}(Mg_{1.06}Fe^{2+}_{0.90}Mn_{0.04})_{2.00}(Al_{2.75}Fe^{2+}_{0.18}Fe^{3+}_{0.06}Ti_{0.01})_{3.00}(Si_{10.34}Al_{1.66})_{12}O_{30}$ . При этом восстановленность  $Fe^{3+}$  до  $Fe^{2+}$  в тетраэдрической позиции может быть объяснена существенно восстановительными условиями во время роста кристаллов осумилита.

В крупных кристаллах наблюдается слабо выраженная ростовая зональность по содержанию щелочей. Магнезиальность  $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe + Mn)$  изученных выделений осумилита-(Mg) составляет 0.45–0.49.

Характер выделений осумилита-(Mg) в дацитах вулкана Кордиеритовый (преимущественно ксеноморфные агрегаты в основной массе, редкие

фенокристы и кристаллические выделения в миа-ролах) свидетельствуют о том, что данный минерал образовался на поздней стадии магматического процесса (в меньшей степени непосредственно перед излиянием и преимущественно после излияния расплава на земную поверхность и его затвердевания).

Нами проведено обобщение всех опубликованных данных по химическому составу осумилитов из пород различного генезиса (вулканы, метаморфические образования, ксенолиты) из известных его проявлений в разных регионах Земли. Точки составов нанесены на диаграмму  $K/(K + Na + Ca) - Mg/(Mg + Fe + Mn)$  (рис. 12), ранее использованную в статье (Balassone et al., 2008), для разделения минерала на два вида – осумилит-(Fe) и осумилит-(Mg). Как видно на рис. 12, при том, что по соотношению  $Mg/Fe$  очевидно наличие непрерывного изоморфного ряда между осумилитом-(Fe) и осумилитом-(Mg), точки составов этих минералов магматического и метаморфического происхождения образуют на диаграмме два отдельных поля. Заметно, что метаморфогенные осумилиты отличаются от магматических в первую очередь более высокой магнезиальностью, а также малыми вариациями значений  $K/(K + Na + Ca)$ . В пределах поля магматических осумилитов наибольшей



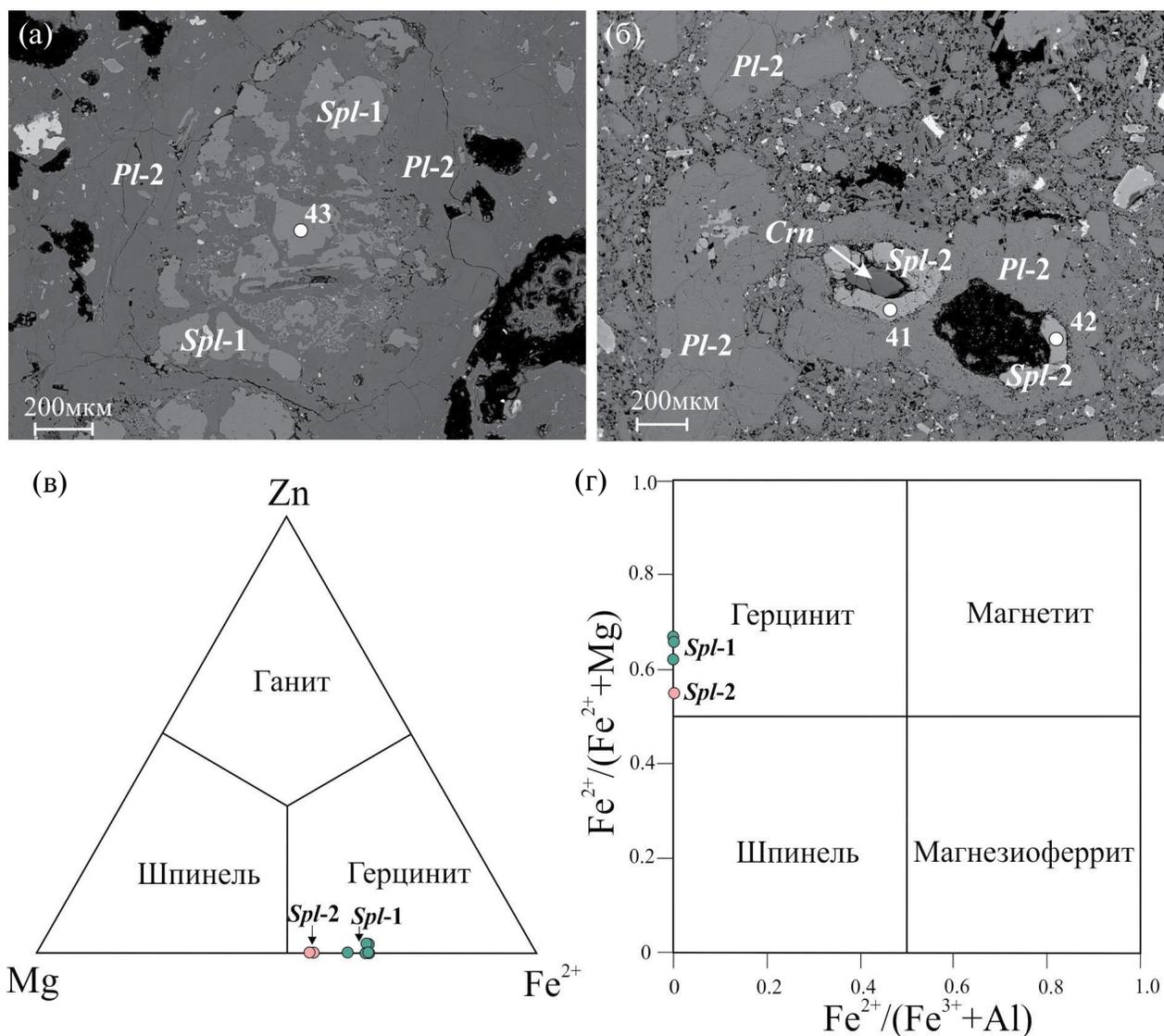
**Рис. 12.** Положения точек состава осумилита-(Mg) из дацитов вулкана Кордиеритовый на генетической диаграмме  $K/(K + Na + Ca) - Mg/(Mg + Fe + Mn)$ . Ссылки на литературные источники – в условных обозначениях на диаграмме.

магнезиальностью обладают образцы из средних по составу вулканитов, в то время как наименьшей — из кислых разностей. Точки состава осумилита из дацитов вулкана Кордиеритовый располагаются в центральной части магматического поля, что согласуется с установленным нами вулканогенным происхождением этого минерала в изученных лавах. Отметим, что диаграмма  $K/(K + Na + Ca) - Mg/(Mg + Fe + Mn)$  может использоваться для решения петрогенетических задач по установлению происхождения (магматическое/метаморфическое) вновь открытых проявлений этого редкого минерала.

**Шпинель** присутствует в качестве акцессорной фазы во всех разностях пород вулкана

Кордиеритовый. Обычно она образует гипидиоморфные кристаллы или ксеноморфные выделения, окруженные каймой из микролитов плагиоклаза (*Spl-1*; рис. 8а, 13а). При одном никеле в прозрачном шлифе имеет темно-зеленый, серовато-зеленый, серый цвет (рис. 7з, 7и). Другая разновидность шпинели (*Spl-2*) встречается в виде кайм вокруг ксеногенных зерен корунда (рис. 13б); в шлифах она имеет серовато-розовую окраску (рис. 7в).

По данным РСМА (результаты анализов представлены в Supplementary 1, ESM\_5), состав обеих разновидностей шпинели, согласно современной классификации (Bosi et al., 2019), отвечает герциниту ( $Fe,MgAl_2O_4$  (рис. 13в, 13г). При этом



**Рис. 13.** Выделения разных генераций шпинели и их состав в породах вулкана Кордиеритовый.

(а, б) — изображения BSE (номера точек на рисунке отвечают номерам в Supplementary 1, ESM\_5), (в, г) — классификационные диаграммы для шпинели из дацитов вулкана Кордиеритовый (в — по Heimann, Spry, 2005; г — по Yavuz, Yavuz, 2023).

и в *Spl-1*, и в *Spl-2* присутствует небольшое количество ганитового минала (до 1 мас. % ZnO). Герцинит первой генерации (*Spl-1*), который, скорее всего, является ксеногенным и имеет метаморфогенное происхождение, характеризуется магнизиальностью  $X_{Mg}$  в диапазоне 0.35–0.40. По нашему мнению, герцинит (*Spl-1*) вместе с *Grt-1* и *Opx-1* был ассимилирован магматическим расплавом из гранулитов на нижнекоровых уровнях. Вторая генерация герцинита (*Spl-2*) имеет магматическое происхождение и встречается исключительно в виде реакционных кайм вокруг ксеногенных зерен корунда (рис. 7в). Его выделения имеют более высокую по сравнению с метаморфогенной шпинелью магнизиальность ( $X_{Mg} = 0.48$ ).

**Корунд** встречен в образцах дацитов вулкана Кордиеритовый в качестве редкой акцессорной фазы в виде псевдогексагональных кристаллов (рис. 14б, 14в) светло-голубого и светло-фиолетового цвета, с нарастающей на них реакционной каймой из серо-розового герцинита (рис. 7в). Размер кристаллов достигает 1 мм.

Состав изученных выделений корунда отвечает сапфиру, в котором замещение алюминия примесями может происходить согласно процессу  $2Al^{3+} \rightarrow Ti^{4+} + Fe^{2+}$ , однако в изученных образцах, скорее, участвовал другой механизм —  $4Al^{3+} \rightarrow 3Ti^{4+} + \square$ . Содержание  $TiO_2$  в корундах из дацитов вулкана Кордиеритовый, по данным РСМА и СЭМ-ЭДС, достигает 1.2 мас. %, FeO — 0.39 мас. % (результаты анализов представлены в Supplementary 1, ESM\_6). В распределении примесей в кристаллах сапфира наблюдается зональность (рис. 14а). Очевидно, что все выделения данного минерала являются ксеногенными, имеют исходно метаморфогенное происхождение и были ассимилированы магматическим расплавом из гранулитов на нижнекоровых уровнях.

**Тридимит** не является редким минералом в лавах Кельского нагорья. Впервые его присутствие было отмечено Е.К. Устиевым (1934) в андезитах вулкана Восточный Шархох. В дацитах вулкана Кордиеритовый тридимит встречается исключительно в виде включений в агрегатах осумилита и, очевидно, образовался на позднемагматической стадии. Минерал образует удлиненные пластинчатые кристаллы с характерными тройниками (рис. 14д, 14е), размер которых не превышает 0.2 мм. По данным СЭМ-ЭДС, для тридимита характерны примеси, в мас. %:  $Al_2O_3$  1.09–3.54,  $Na_2O$  0.42–0.50,  $K_2O$  0.18–0.62,  $TiO_2$  0.12–0.15 и FeO 0.2–1.25 (результаты анализов представлены в Supplementary 1, ESM\_7).

**Апатит** встречен в виде вростков удлиненно-призматических кристаллов (рис. 14д) в осумилите, которые, очевидно, кристаллизовались на поздней магматической стадии. Содержание F составляет 2.8–3.41 мас. %, Cl — 0.5–0.56 мас. %;

таким образом, он представлен фтор-апатитом. По данным СЭМ-ЭДС, для выделений этого минерала характерны примеси, в мас. %: MnO до 0.78, FeO до 3.78 и  $Se_2O_3$  до 0.45 (результаты анализов представлены в Supplementary 1, ESM\_8).

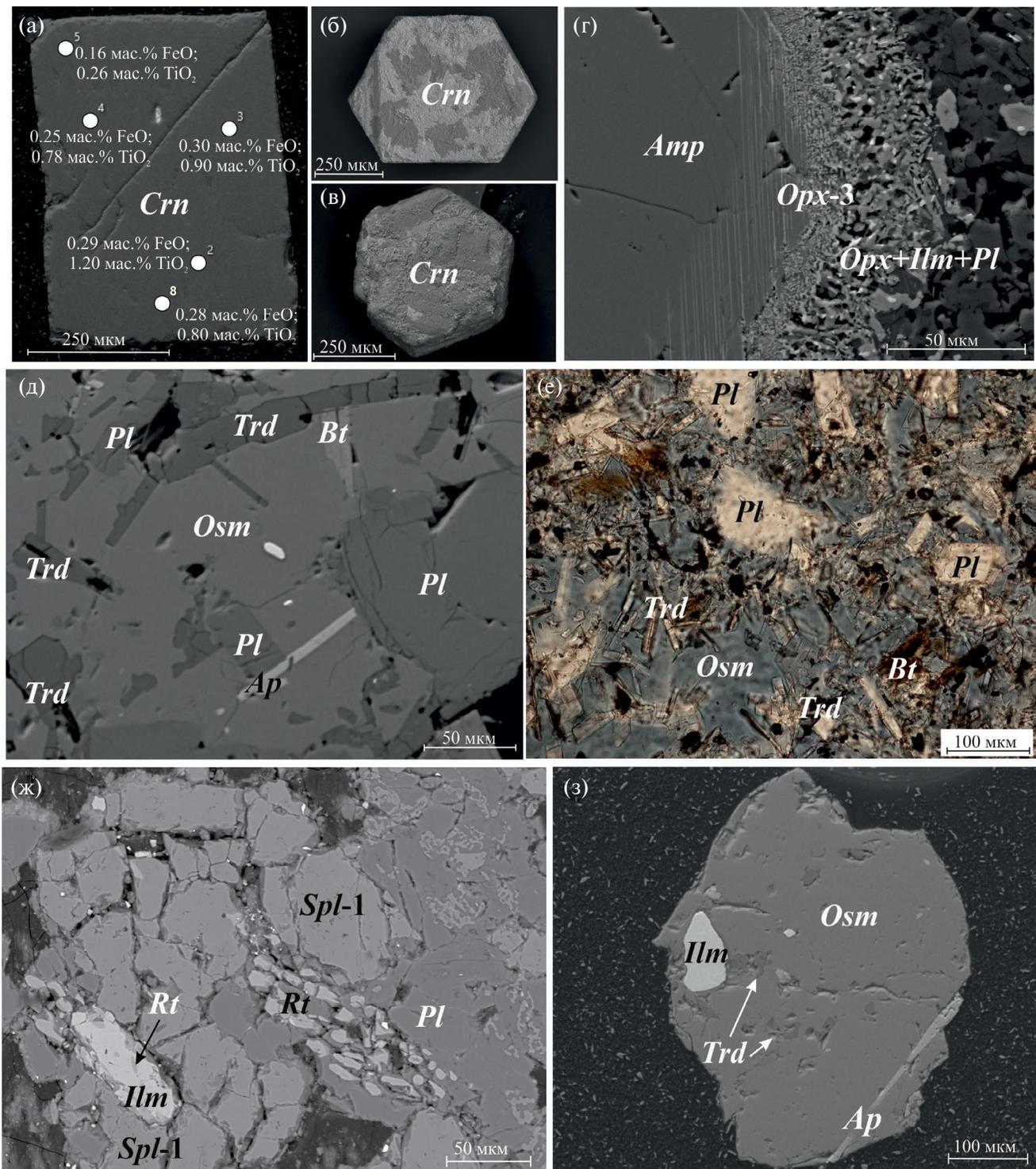
**Флогопит** встречается спорадически в виде мелких (до 0.3 мм) чешуек в матрице дацитов. Результаты анализов его состава представлены в Supplementary 1, ESM\_9. По данным РСМА, содержание F в слюде достигает 6.96 мас. %,  $K_2O$  8.97 мас. %. Кристаллизация минерала происходила после излияния расплава на земную поверхность.

**Амфибол** наблюдается в лавах в виде единичных фенокристов таблитчатой формы, черного цвета, размером до 2 мм (рис. 7а). На основании данных анализов РСМА и СЭМ ЭДС (результаты представлены в Supplementary 1, ESM\_10), выделено две генерации этого минерала.

Состав амфибола первой генерации (*Amp-1*) отвечает паргаситу, который, как известно, в своем составе содержит гидроксильную группу. Кристаллы *Amp-1* обычно слабо зональны, по их краям развивается реакционная опацитовая кайма (рис. 7а, 14г), сложенная тонкокристаллической смесью пироксена и ильменита толщиной до 100 мкм. В ней установлены зональные переходы по минеральному составу:  $Opx \rightarrow Opx + Pl \rightarrow Opx + Pl + Ilm$ . Первая зона каймы представлена тонкими пластинками ортопироксена, ориентированными вдоль спайности амфибола; данная зона переходит в симплектитовую кайму, сложенную чередующимися зернами ортопироксена и плагиоклаза. Внешняя зона представлена гранулярной каймой, в которой наблюдается увеличение размеров зерен от амфибола к вмещающей матрице. Кроме кайм вокруг фенокристов, в амфиболах внутри зерен по трещинам наблюдается агрегат разложения, сложенный также ортопироксеном, плагиоклазом и ильменитом. Мы предполагаем, что выделения *Amp-1*, очевидно, неравновесные магматическому расплаву, имеют ксеногенное (метаморфогенное) происхождение и были ассимилированы магмой из пород нижней коры.

Крайне редко встречающиеся выделения магматогенного амфибола (*Amp-2*) представлены безводной фазой — ферро-керсутином.

**Ильменит** является основной рудной фазой в породах вулкана Кордиеритовый; он встречен в виде самостоятельных идиоморфных кристаллов размером до 0.2 мм и в сростках с другими минералами. Нами выделено две генерации ильменита — ксеногенная (метаморфогенная) и магматическая. Ксеногенный ильменит (*Ilm-1*) обнаружен в сростаниях с герцинитом (*Spl-1*) и рутилом (рис. 14ж). *Ilm-1* характеризуется довольно высокими содержаниями MgO (2.8 мас. %) и  $Cr_2O_3$  (0.28 мас. %). Ильменит второй генерации (*Ilm-2*),



**Рис. 14.** Второстепенные минералы дацитов вулкана Кордиеритовый.

(а–в) – кристаллы корунда из дацитов вулкана Кордиеритовый (изображение BSE): (а) – сечение кристалла с вынесенными содержаниями примесей по данным СЭМ-ЭДС, (б, в) – псевдогексагональный габитус кристаллов; (г) – зональная опацитовая реакционная кайма вокруг зерна амфибола из осумилитсодержащих дацитов (обр. KE-81A, изображение BSE); (д, е) – выделения тридимита и апатита в осумилите-(Mg) (д – изображение BSE, е – в прозрачном шлифе при одном никеле); (ж, з) – ильменит в дацитах вулкана Кордиеритовый, изображение BSE (ж – ксеногенный ильменит в срастании с рутилом в герцините *Spl-1*, з – магматический ильменит в срастании с осумилитом-(Mg)).

вероятно, кристаллизовался на разных стадиях магматического процесса: он наблюдается в сростках с раннемагматическим ортопироксеном (*Opx-2*), в виде включений идиоморфных кристаллов в позднемагматическом осумилите (рис. 14з), в составе опацитовых кайм вокруг фенокристов темноцветных минералов (рис. 14г). Выделения *Ilm-2* характеризуются низким, варьирующим в широком диапазоне содержанием  $MgO$  (0.2–1.5 мас. %), незначительными примесями  $Cr_2O_3$  (до 0.25 мас. %) и  $V_2O_3$  (до 1 мас. %). Результаты анализов представлены в Supplementary 1, ESM\_11.

**Второстепенные акцессорные минералы.** Пирротин встречается в виде эмульсионной вкрапленности в *Opx-1* и, как сингенетичная ему фаза, скорее всего, имеет метаморфогенное происхождение. Для этого минерала, по данным СЭМ-ЭДС (результаты анализов представлены в Supplementary 1, ESM\_12), характерны примеси Ni (до 0.62 мас. %) и Co (до 0.42 мас. %). Рутил развивается в сростках с ксеногенным ильменитом (*Ilm-1*) (рис. 14ж). Магнетит образует редкую тонкую вкрапленность в основной массе дацитов. Циркон встречается в виде мелких кристаллов в матрице дацитов, которые образовались на поздней стадии магматического процесса.

Результаты проведенных исследований указывают на то, что в изученных дацитовых лавах присутствует несколько минеральных ассоциаций, отличающихся своим генезисом и образовавшихся в разное время. К “ксеногенному” парагенезису, имеющему исходно метаморфогенное происхождение, минеральные фазы которого были ассимилированы магматическим расплавом из гранулитов, относятся *Crn*, *Spl-1*, *Grt-1*, *Opx-1* (с включениями *Po*), *Amp-1* и *Ilm-1*. Раннемагматический парагенезис, минеральные фазы которого кристаллизовались в глубинном очаге, представлен *Grt-2*, *Opx-2*, *Spl-2* (замещает метаморфогенный *Crn*), *Ilm-2*, *Amp-2*. Минералы позднемагматического парагенезиса, образовавшиеся в промежуточных магматических камерах в процессе подъема расплава к поверхности, представлены ассоциацией *Grt-3*, *Pl-1*, *Opx-3*, *Osm*, *Ilm-2*, *Zrc*. После излияния лавы на поверхность в процессе ее затвердевания формировалась матрица дацитов, состоящая из стекла и выделений *Pl-2*, *Opx-3*, *Osm*, *Ilm-2*, *Ap*, *Trd* и *Phl*, происходили автометаморфические преобразования.

#### ОЦЕНКА *P-T* УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ РАСПЛАВОВ И ГЛУБИНЫ РАСПОЛОЖЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО ОЧАГА

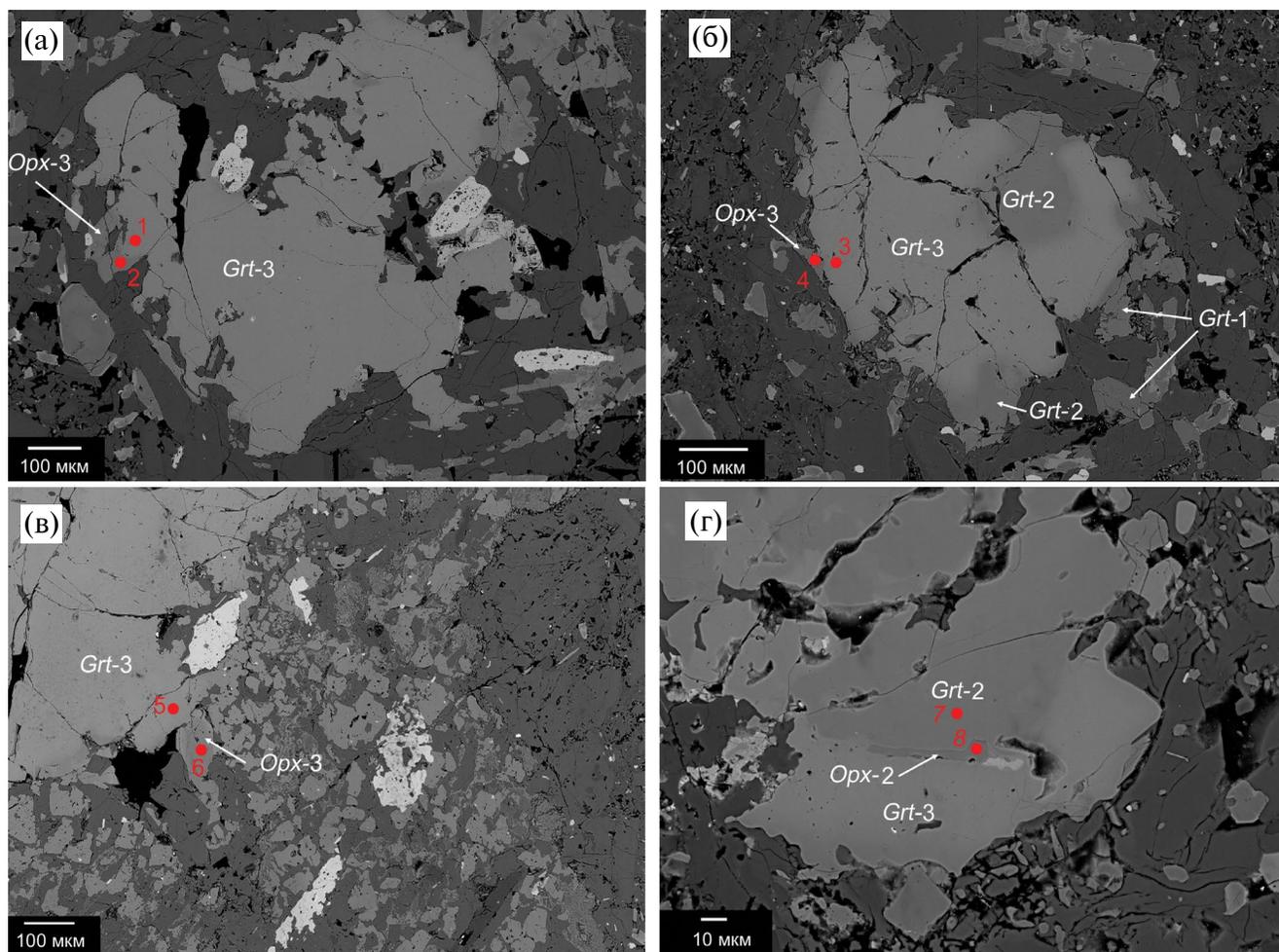
Для оценки *P-T* условий кристаллизации расплавов вулкана Кордиеритовый на разных стадиях магматического процесса нами были использованы данные химических анализов, полученные с использованием РСМА для находящихся в

равновесии сосуществующих кристаллов граната и ортопироксена на их контакте (рис. 15). Результаты анализов представлены в табл. 4. Выполнены расчеты для одной биминеральной пары *Grt-2-Opx-2*, образовавшейся на ранней магматической стадии в глубинной камере, и трех пар *Grt-3-Opx-3*, кристаллизовавшихся позднее, вероятно, непосредственно перед подъемом расплава из промежуточных камер к поверхности.

Расчет давления равновесной кристаллизации проведен на основе применения трех различных *Grt-Opx* геобарометров, предложенных в работах (Harley, Green, 1982; Harley, 1984; Никитина и др., 2010). В то же время в связи с тем, что известные *Grt-Opx* геотермометры были разработаны, в первую очередь, для оценки температур кристаллизации метаморфических и ультраосновных магматических пород, их невозможно корректно использовать при расчете *P-T* условий образования кислых эффузивов. Исходя из этого, мы воспользовались мономинеральным геотермометром “Ca in *Opx*” (Nimis, Grutter, 2010), характеристики которого позволяют достаточно точно оценивать температуру равновесной кристаллизации, в том числе для вулканических пород вне зависимости от их состава.

Полученное по пересечениям кривых *Grt-Opx* геобарометров (Harley, Green, 1982; Harley, 1984; Никитина и др., 2010) и “Ca in *Opx*” геотермометра (Nimis, Grutter, 2010) на графиках, использованных нами для оценки *P-T* параметров, значение температуры начала процесса кристаллизации вкрапленников (пара *Grt-2-Opx-2*) в глубинной магматической камере составляет ~1130°C при возможном диапазоне давления от 17 до 23 кбар (рис. 16г). На поздних стадиях магматического процесса кристаллизация находящихся в равновесии вкрапленников граната и ортопироксена (пары *Grt-3-Opx-3*) в промежуточных камерах (очевидно, в условиях продолжающейся кристаллизационной дифференциации и тесно связанным с ней плавным изменением химического состава магмы) происходила в температурном интервале 1030–920°C при 14–9 кбар (рис. 16а–16в).

Также была предпринята попытка использовать в качестве дополнительного инструмента для расчета температуры расплава на разных стадиях магматической эволюции геотермометр “Al in *Opx*” (Agranovich, Berman, 1997). Однако результаты оказались неудовлетворительными – рассчитанные температуры кристаллизации для ортопироксена поздней генерации оказались существенно ниже температурного диапазона устойчивости осумилита, который определен экспериментальным путем. Изначально данный геотермометр был разработан для расчета равновесных температур для высокоградных метаморфических образований, содержащих равновесную ассоциацию алмандина и железистого ортопироксена (ферросилита), тогда как



**Рис. 15.** Микрофотографии (изображение BSE) с указанием точек, в которых проведен анализ химического состава (табл. 4) гранатов и ортопироксенов с целью определения  $P$ – $T$  условий кристаллизации расплава.

все генерации ортопироксена из дацитов вулкана Кордиеритовый представлены магнезиальными разновидностями.

Согласно (Olesch, Seifert, 1981), температурный диапазон стабильности для осумилита составляет 700–950°C, в то время как для тридимита – 870–1470°C (Kuniaki et al., 1986). Наличие в выделениях осумилита из матрицы дацитов, образовавшихся на самой поздней стадии магматического процесса (после излияния расплава на дневную поверхность), востков тридимита (рис. 14д, 14е), несомненно, кристаллизовавшихся одновременно и в геохимическом равновесии с осумилитом, позволяет оценить наиболее вероятный интервал температуры расплава в этот момент как 870–950°C.

Таким образом, результаты проведенных расчетов показывают, что дацитовые магмы вулкана Кордиеритовый являлись высокотемпературными (перегретыми). Данный феномен отмечен нами ранее и для других позднечетвертичных образований Большого Кавказа, в частности для

расположенного в этом районе вулкана Казбек (Лебедев и др., 2018). Высокая, характерная для основных магм температура расплава, с одной стороны, подтверждает его исходно глубинное, мантийное происхождение. С другой стороны, температура расплава, превышавшая 1100°C на начальной стадии магматического процесса, скорее всего, могла быть тем основным фактором, который обеспечил возможность существенной по масштабам ассимиляции расплавом материала из вмещающих образований земной коры.

Нами сделана качественная оценка глубины залегания магматической камеры, в которой началась кристаллизация ранней ассоциации вкрапленников (*Grt-2*–*Opx-2*), согласно алгоритму, описанному в работах (Dale, Holland, 2003; Pleuger, Podladchikov, 2014). При расчетах использована величина общего (так называемого петрологического) давления, которое определяется с учетом геотектонической ситуации и состава пород в конкретном регионе. Полученные данные показывают,

**Таблица 4.** Химический состав (мас. %) биминеральных пар *Grt–Opx*, использованных для реконструкции *P–T* условий кристаллизации расплава (данные РСМА)

Минерал	№ точки на рис. 15	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	NiO	Сумма
<i>Grt-3</i>	1	37.30	0.06	21.68	0.02	35.52	0.18	2.21	3.41	0.00	0.00	0.01	100.38
<i>Opx-3</i>	2	47.95	0.35	4.78	0.02	28.00	0.43	16.91	0.84	0.04	0.02	0.03	99.38
<i>Grt-3</i>	3	38.02	0.02	21.94	0.06	33.63	0.60	5.19	1.19	0.00	0.01	0.00	100.66
<i>Opx-3</i>	4	49.47	0.34	5.28	0.13	22.51	0.49	20.51	0.90	0.03	0.01	0.04	99.71
<i>Grt-3</i>	5	37.77	0.06	21.72	0.00	33.89	0.08	3.43	3.50	0.05	0.03	0.01	100.53
<i>Opx-3</i>	6	49.41	0.31	4.44	0.08	24.22	0.60	19.24	0.64	0.04	0.00	0.00	98.95
<i>Grt-2</i>	7	38.34	0.21	21.67	0.00	23.80	5.09	5.84	5.06	0.00	0.00	0.01	100.01
<i>Opx-2</i>	8	49.41	0.37	3.24	0.05	25.55	2.43	17.13	1.11	0.05	0.00	0.02	99.37

что глубинная магматическая камера вулкана Кордиеритовый, скорее всего, располагалась на уровне 45–53 км от поверхности. В последующем кристаллизация расплава происходила в промежуточных камерах на глубинах от 40 до 30 км, где перед подъемом расплава к поверхности образовывались фенокристы позднего парагенезиса *Grt-3–Opx-3*.

Как отмечено во вводной части статьи, вся территория Кельского вулканического нагорья расположена в пределах тектонической зоны Южного склона Большого Кавказа, сложенной вулканогенно-осадочными толщами субдукционно-аккреционной призм, сформировавшейся между Закавказским блоком и южной окраиной Скифской плиты после окончания коллизии в средней юре. Согласно данным (Леонов, 2007), интенсивные тектонические деформации, сопровождавшиеся низкотемпературными метаморфическими преобразованиями пород, происходили здесь и в середине палеогена. По данным (Трифонов и др., 2020), суммарная мощность земной коры в центральном сегменте южного склона Большого Кавказа составляет 45–50 км; участие здесь в ее строении древних гранитно-метаморфических комплексов выглядит маловероятным (Леонов, 2007 и др.). Сопоставляя эти данные с полученными нами результатами, можно прийти к выводу, что глубинная магматическая камера вулкана Кордиеритовый находилась примерно на уровне раздела Мохо, на границе нижней коры и верхней мантии. Промежуточные магматические камеры, располагались в нижней части коры (30–40 км). Результаты наших минералогических исследований показывают, что нижнекоровые образования под рассматриваемым районом, скорее всего, были представлены метаморфическими комплексами, среди которых преобладали породы гранулитовой фации.

В табл. 5 обобщены результаты расчетов *P–T* условий образования для выявленных в дацитах

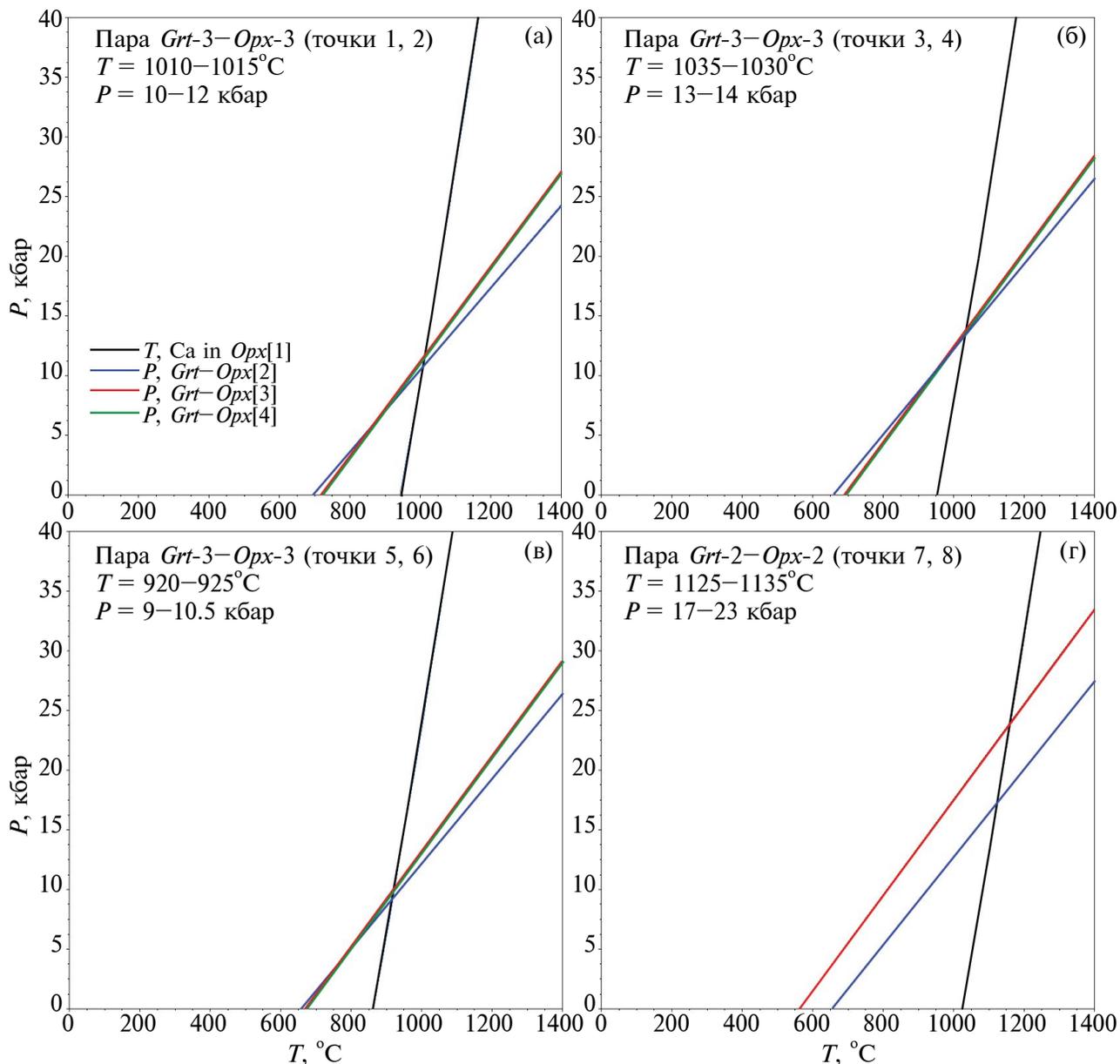
вулкана Кордиеритовый и имеющих различный генезис минеральных парагенезисов.

## ПЕТРОГЕНЕЗИС ОСУМИЛИТСОДЕРЖАЩИХ ЛАВ ВУЛКАНА КОРДИЕРИТОВЫЙ

### *Роль процессов кристаллизационной дифференциации и коровой ассимиляции*

Наиболее основные и примитивные по составу вулканы Кельского нагорья, андезибазальты Гудаури-Млетского лавового потока вулкана Сакохе (Лебедев и др., 2011; Bewick, 2016) характеризуются умеренно-высокими магнезиальностью (Mg# 0.64), содержанием MgO (до 6.5 мас. %) и концентрациями Ni (130–110 г/т), Co (30–25 г/т) и Cr (235–215 г/т). Очевидно, что их состав не соответствует таковому для первичных магм в мантийном источнике, а отражает результат протекания процессов кристаллизационной дифференциации (FC) в глубинном очаге с осаждением в кумулюсную фазу оливина и хромшпинелидов. Андезиты того же Гудаури-Млетского потока характеризуются более низким содержанием MgO (3.7–2.4 мас. %) и концентрациями Ni (90–30 г/т), Co (30–10 г/т) и Cr (130–30 г/т). Это свидетельствует о том, что для более поздних лав вулкана Сакохе роль FC-процессов с участием оливина и хромшпинелидов постепенно возрастала.

Спектры распределения РЗЭ и микроэлементов в лавах Гудаури-Млетского потока и андезитах вулкана Кордиеритовый (обр. KE-80) близки между собой (рис. 5). Это может говорить о том, что расплавы расположенных в непосредственной близости и активных в одно время (около 200 тыс. лет назад) вулканов Сакохе и Кордиеритовый являются производными первичных магм, генерируемых одним и тем же мантийным источником. При этом в породах вулкана Кордиеритовый содержание MgO снижается до 2.5–1.9 мас. %, а концентрации Ni, Co и Cr крайне низкие (1.5, 15–13 и



**Рис. 16.** Результаты расчета  $P$ – $T$  параметров кристаллизации расплава для биминеральных пар  $Grt$ – $Opx$  (состав минералов приведен в табл. 4) с использованием геотермометра “Ca in  $Opx$ ” ([1] – Nimis, Grutter, 2010) и  $Grt$ – $Opx$  геобарометров ([2] – Harley, Green, 1982; [3] – Harley, 1984; [4] – Никитина и др., 2010).

75–60 г/т, соответственно; табл. 1). Данный факт позволяет утверждать, что андезиты–дациты вулкана Кордиеритовый являются высокодифференцированными образованиями, материнские магмы которых сформировались в результате масштабной кристаллизационной дифференциации первичных мантийных расплавов, имевшей место еще в глубинном очаге. Близость концентраций большинства реперных микроэлементов в андезибазальтах Гудаури–Млетского потока и изученных андезитах (обр. KE-80), за исключением Mg, Ni, Co, Sr, свидетельствует о том, что ведущими минеральными

фазами в FC-процессах для обоих вулканов являлись именно оливин и хромшпинелиды. Необходимо отметить, что андезиты вулкана Кордиеритовый, по сравнению с андезибазальтами Гудаури–Млетского потока, также отличаются несколько меньшими концентрациями тяжелых RЗЭ, Sr и Ti (рис. 5). Это может свидетельствовать об участии в FC-процессах, но уже позднее – в промежуточных магматических камерах граната, ортопироксена и ильменита (в соответствии с наблюдаемым в этих породах раннемагматическим минеральным парагенезисом). Дациты вулкана Кордиеритовый (обр.

**Таблица 5.** *P–T* условия образования минеральных парагенетических ассоциаций из дацитов вулкана Кордиеритовый

Минеральный парагенезис, стадия эволюции	Состав	<i>P–T</i> условия
Метаморфогенный, представлен реликтами ассимилированных расплавом минералов гранулитов	<i>Crn, Spl-1, Grt-1, Opx-1, Ilm-1, Amp-1, Po</i> (включения в <i>Opx-1</i> )	
Раннемагматический, кристаллизация фенокристов в глубинной камере	<i>Grt-2, Opx-2, Spl-2, Ilm-2, Amp-2</i>	<i>T</i> = около 1130°C, <i>P</i> = 17–23 кбар
Позднемагматический, кристаллизация фенокристов и микрофенокристов в промежуточных камерах	<i>Grt-3, Pl-1, Opx-3, Osm, Ilm-2, Zrc</i>	<i>T</i> = 1030–920°C, <i>P</i> = 14–9 кбар
Излияние расплава, застывание	<i>Pl-2, Opx-3, Osm, Ilm-2, Ap, Trd, Phl,</i> стекло	<i>T</i> = 870–950°C, <i>P</i> = 1 кбар
Автометаморфизм в процессе остывания лавы	опацит – по <i>Opx</i> и <i>Amp,</i> в розовых дацитах <i>Hem</i>	

КЕ-81А) характеризуются заметным обеднением тяжелыми РЗЭ, по сравнению с андезитами (обр. КЕ-80); соответственно, для этих пород масштабы фракционирования в промежуточных камерах граната и ортопироксена в кумулюсную фазу были весьма значительными (рис. 5а). Спектры распределения РЗЭ для изученных пород не показывают отрицательной Eu-аномалии. Это ограничивает роль плагиоклаза в FC-процессах и согласуется с нашим наблюдением, что начало кристаллизации фенокристов данного минерала в расплавах приходится уже на позднюю магматическую стадию.

Коровая ассимиляция, скорее всего, сыграла основную роль в появлении изученных нами экзотических вулканических пород вулкана Кордиеритовый – осумилитсодержащих дацитов. В первую очередь ее участие подтверждается Sr-Nd изотопными данными: точки лав вулкана Кордиеритовый на изотопной диаграмме (рис. 6а) заметно смещены к области коровых резервуаров, по сравнению с полем остальных вулканических пород Кельского нагорья (в том числе, Гудаури-Млетского потока), и полями других неовулканических центров на южном склоне Большого Кавказа. При этом на Pb-изотопной диаграмме (рис. 6б) такой сдвиг практически не заметен. Весьма близкий характер спектров распределения РЗЭ и микроэлементов (рис. 5) в андезибазальтах Гудаури-Млетского потока и породах вулкана Кордиеритовый предполагает, что объемы ассимилированного магмой корового вещества были не очень значительными. Соответственно, чтобы получить наблюдаемые на изотопных диаграммах смещения точек изученных пород, коровый ассимилянт должен был иметь повышенные концентрации Sr (при высоком значении  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )

и Nd (при низком значении  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ), но одновременно пониженную концентрацию Pb и/или близкий с магматическим расплавом изотопный состав этого элемента. Чем же были представлены его породы?

Проведенные нами минералогические исследования дацитов вулкана Кордиеритовый указывают на присутствие в них “ксеногенного” минерального парагенезиса сапфир + герцинит + гранат (с повышенным содержанием пиропового минерала) + бронзит (с включениями пирротина) + паргасит + ильменит, который в первую очередь характерен для продуктов высокоградного метаморфизма. Более того, состав граната в данной минеральной ассоциации указывает на то, что он имеет не магматическое происхождение, а является минеральной фазой, очевидно, ассимилированной расплавом из лейкократовых гранулитов. Другие, перечисленные выше минералы “ксеногенного” парагенезиса, также являются обычными компонентами гранулитов, что, по крайней мере, не противоречит предположению о том, что именно этот тип метаморфических образований стал коровым ассимилянтом для магматических расплавов вулкана Кордиеритовый. Известно, что гранулиты отличаются разнообразием минерального и химического состава. При этом для них обычны такие фазы, как гранат и полевые шпаты, что обуславливает достаточно высокие концентрации Sr и тяжелых РЗЭ в этих породах. Однако, если гранулиты были образованы в результате регионального метаморфизма терригенных осадочных образований, они с большой долей вероятности будут иметь изотопный состав стронция с высоким значением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и изотопный состав неодима с низким  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ .

К сожалению, в силу особенностей геологического строения тектонической зоны Южного склона Большого Кавказа здесь на дневной поверхности отсутствуют выходы нижнекоровых метаморфических образований. Для гранулитов, расположенных южнее палеозойских кристаллических массивов (Дзирульского, Храмского, Локского), в научной литературе не приводятся данные об их Sr-Nd изотопном составе. Позднепалеозойские высокоглиноземистые гранулиты комплекса Пулур на северо-востоке Турции (Toruz et al., 2004) характеризуются высокорadioгенным изотопным составом Sr при его широких вариациях ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0.718–0.750) при одновременно низких значениях  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0.5118–0.5123) и являются ближайшими по своему географическому положению возможными породами – аналогами гранулитов нижней коры южного склона Большого Кавказа. Их изотопные характеристики показывают, что ассимиляция небольшого объема материала подобных метаморфических образований вполне могла вызвать наблюдаемый на Sr-Nd изотопной диаграмме сдвиг состава осумилитовых дацитов вулкана Кордиеритовый в сторону области коровых резервуаров.

Не имея каких-либо данных о химическом и изотопном составе гранулитов, непосредственно слагающих нижнюю кору под Кельским нагорьем, невозможно сделать количественную оценку объема ассимилированного расплавом материала. Однако отмеченный выше близкий характер распределения РЗЭ и микроэлементов в лавах вулкана Кордиеритовый и андезибазальтах Гудаури-Млетского потока, имеющих среди всех пород Кельского нагорья состав наиболее близкий к таковому для мантийного источника, а также тот факт, что суммарный объем минералов “ксеногенного” парагенезиса в изученных дацитах не превышает 1–2%, позволяют прийти к заключению о том, что масштабы коровой ассимиляции были весьма умеренными. Отметим, что все минералы “ксеногенного” парагенезиса имеют высокую температуру плавления ( $>1400^\circ\text{C}$ ), что при температуре магмы в очаге  $\sim 1130^\circ\text{C}$  (согласно выполненным нами расчетам; см. выше), объясняет их неполное растворение после попадания в расплав и сохранность в твердом состоянии вплоть до момента излияния лавы на земную поверхность.

*Петрологическая модель образования осумилитсодержащих дацитов Кельского нагорья*

Полученные нами петролого-геохимические данные позволяют предложить петрогенетическую модель формирования магматических расплавов, из которых около 200 тыс. лет назад после их излияния на земную поверхность образовались осумилитсодержащие дациты вулкана Кордиеритовый. Как показано выше, этот процесс протекал в течение нескольких стадий (табл. 5), на каждой

из которых в магме кристаллизовались различные минеральные фазы.

Наблюдаемые в спектрах распределения микроэлементов (рис. 5б) для наиболее примитивных вулканических образований Кельского нагорья, андезибазальтов Гудаури-Млетского потока, отрицательные аномалии по Ti, P, Nb и Ta при положительных по концентрациям щелочей, Th, U и Pb, а также изотопный состав этих пород свидетельствуют в пользу того, что источником магматических расплавов под регионом, скорее всего, являлась метасоматизированная субконтинентальная литосферная мантия. Как показали наши расчеты (см. выше), магмогенерация происходила в ее верхних слоях, вблизи границы Мохо, в очаге с глубиной залегания 50–55 км. Вероятно, наблюдаемое изменение (обогащение) состава литосферной мантии на этих уровнях произошло вследствие ее перманентного взаимодействия в альпийскую эпоху (на постколлизиионном этапе развития региона) с метаморфизованными терригенно-вулканогенными образованиями субдукционно-аккреционного комплекса, слагающими земную кору в тектонической зоне Южного склона Большого Кавказа. Интересен тот факт, что, несмотря на метасоматические преобразования мантийного резервуара, генерируемые им расплавы были практически “сухими”, что следует из состава наблюдаемых в изученных лавах, кристаллизовавшихся на разных стадиях эволюции минеральных парагенезисов вулканического происхождения.

Результаты изучения химического состава андезибазальтов Гудаури-Млетского потока (с учетом отсутствия на Кельском нагорье более основных разностей вулканитов) показывают, что кристаллизационная дифференциация выплавляющихся из мантийного источника магм началась еще в глубинном очаге с фракционированием из расплава с осаждением в кумулус оливина и хромшпинелидов, вследствие чего состав последних изменился от базальтового до андезибазальтового и далее – андезитового. В случае вулкана Сакохе, активного в тот же период времени и расположенного в 10 км к востоку от вулкана Кордиеритовый, его андезибазальтовые, а затем андезитовые расплавы поднимались к поверхности без заметного взаимодействия с вмещающими коровыми образованиями, вероятно, вследствие того, что этот аппарат приурочен к зоне крупного Гудаурского разлома (Mosar et al., 2022) (рис. 1), который выступил в роли магмоподводящего канала и обеспечил быстрый подъем магмы к поверхности. Напротив, в случае вулкана Кордиеритовый сформировавшиеся в том же глубинном очаге высокодифференцированные андезитовые расплавы в процессе своего подъема к поверхности, скорее всего, были вынуждены заново проложить себе путь, что привело к активной

ассимиляции ими вещества вмещающих коровых образований.

Подъем очень “сухих” перегретых андезитовых расплавов к поверхности, вероятно, начался из глубинного очага при  $\sim 1200^\circ\text{C}$  и 17–23 кбар. Проведенные нами исследования позволяют предположить, что нижнекоровые образования непосредственно под вулканом Кордиеритовый представлены толщей лейкократовых гранулитов; поднимающиеся магмы начали взаимодействовать и ассимилировать материал этих метаморфических образований. Очевидно, что большая часть поглощенного расплавом материала растворилась в нем; однако, некоторые высокотемпературные минеральные фазы вследствие формирования вокруг их зерен реакционных кайм сохранились в небольшом объеме. В результате в изученных андезитах–дацитах мы наблюдаем присутствие ксеногенной, метаморфогенной по своему происхождению и характерной для гранулитов ассоциации минералов (сапфир, герцинит, гранат, бронзит с каплевидной вкрапленностью пирротина, ильменит, паргасит; табл. 5).

Ассимиляция магмой вещества гранулитов, несмотря на ее ограниченный по объемам масштаб, кардинально изменила геохимические свойства расплава и в дальнейшем определила экзотический минеральный состав изверженных вулканом Кордиеритовый лав. В процессе подъема к поверхности при снижении температуры магмы до  $1130^\circ\text{C}$  в ней началось формирование раннемагматической ассоциации минералов (*Grt-2*, *Opx-2*, *Spl-2*, *Ilm-2*, *Amp-2*; табл. 5), которое одновременно сопровождалось фракционированием в промежуточных камерах растущих кристаллов тяжелых фаз – граната, ортопироксена и ильменита (с наблюдаемым обеднением расплава Ti и тяжелыми РЗЭ; рис. 5б).

В промежуточных магматических камерах на глубинах 40–30 км при 13–9 кбар и понизившейся температуре  $1030\text{--}920^\circ\text{C}$  в расплаве, состав которого в результате продолжающейся дифференциации стал отвечать уже дацитам, начала кристаллизоваться позднемагматическая ассоциация минералов, состоящая из *Grt-3*, *Pl-1*, *Opx-3*, *Osm*, *Ilm-2*, *Zrc* (табл. 5). В процессе последующего быстрого подъема и излияния лав на земную поверхность при  $870\text{--}950^\circ\text{C}$  продолжали кристаллизоваться те же минералы; кроме того, в формирующейся основной массе вулкаников появились и вновь образованные фазы, такие как магнетит, апатит, тридимит и флогопит. В результате на раннем этапе активности вулкана Кордиеритовый сформировались осумилитсодержащие дациты, представленные розовой (обр. KE-81) и серо-розовой (обр. KE-81A) разновидностями. Очевидно, что окраска этих пород определяется преобладающей формой нахождения железа в его оксидах в матрице лав: в розовых дацитах большая часть магнетита в матрице была

превращена в гематит (табл. 5). Серо-розовые дациты, вероятно слагающие внутреннюю часть вулкана, подверглись автометаморфическим преобразованиям в меньшей степени.

Полученные данные свидетельствуют от том, что серые андезиты–дациты (обр. KE-80 и KE-90) вулкана Кордиеритовый, которые не содержат в своем минеральном составе осумилит, скорее всего, образовались на завершающей стадии эндогенной активности этого вулкана, в течение которой повторные порции поднимающегося с глубины андезитового расплава двигались по уже существующему магматическому каналу и не вступали в масштабное взаимодействие с вмещающими породами на нижнекоровых уровнях. Они содержат очень ограниченное по объему количество минеральных фаз из “ксеногенного” парагенезиса (гранат, ортопироксен, шпинель) и по многим своим геохимическим характеристикам довольно близки андезитам вулкана Сакохе, в петрогенезисе которых коровая ассимиляция не играла заметной роли.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное комплексное петролого-геохимическое и минералогическое изучение позднеплейстоценовых лав вулкана Кордиеритовый на Большом Кавказе позволило определить физико-химические условия, существовавшие на разных стадиях эволюции магматической системы этого вулкана, которые обусловили образование экзотических по составу, крайне редко встречающихся пород – осумилитсодержащих дацитов. На данной основе нами предложена петрогенетическая модель, описывающая один из возможных вариантов образования изверженных пород (реализованный в случае вулкана Кордиеритовый), в составе которых можно ожидать появление осумилита чисто магматогенного происхождения.

Среди базовых физико-химических условий, при наличии которых может быть реализована предложенная модель, отметим следующие. (1) Материнский магматический расплав должен быть средним или кислым по составу (случаи появления осумилита магматогенного происхождения в основных лавах неизвестны; этот минерал встречается в базальтах только в составе метаморфизованных ксенолитов), при этом высокотемпературным (не менее  $900^\circ\text{C}$ , желателен выше) и безводным. Несоблюдение этих условий автоматически исключает появление осумилита в образующихся лавах. (2) В магматический расплав при его подъеме к поверхности должно быть добавлено некоторое количество корового материала с высоким содержанием глинозема, при этом такое, чтобы его температура в результате не упала ниже  $1000\text{--}900^\circ\text{C}$  и в нем не появилась вода. Ранее, для высококальциевых осумилитсодержащих лампроитов из даек

в южной части Перу была предложена модель их образования (Carlier et al., 1994), согласно которой материнские магмы основного–среднего состава смешивались в промежуточных камерах с высокоглиноземистыми гранитными расплавами корового происхождения. В результате этого смешения формировались гибридные, средние по составу магмы, при кристаллизации которых в составе лав появился осумилит. В нашем случае для вулкана Кордиеритовой ситуация в общих чертах является похожей, но есть и принципиальные отличия: в качестве высокоглиноземистого корового материала на Кельском нагорье выступили гранулиты нижней коры, а механизм появления расплава, по своим геохимическим характеристикам потенциально пригодного для кристаллизации в нем осумилита, предполагает участие не процессов смешения, а именно ассимиляции твердого вещества.

Еще одним важным итогом настоящей работы является проведенное обобщение опубликованных данных о химическом составе магнезиальных и железистых осумилитов, образовавшихся в широком спектре пород и имеющих различное происхождение (метаморфогенное, магматогенное, пирометаморфогенное). Нами наглядно показано (рис. 12), что, несмотря на существование единого изоморфного ряда составов между осумилитом-(Fe) и осумилитом-(Mg), выделения этих минералов магматогенного и метаморфогенного происхождения достаточно четко разделяются по соотношению  $Mg/(Mg + Fe + Mn)$  (метаморфогенные осумилиты практически во всех случаях представлены высокомагнезиальными разновидностями), что позволяет использовать для определения его генезиса диаграмму  $K/(K + Na + Ca) - Mg/(Mg + Fe + Mn)$ , ранее предложенную в работе (Balassone et al., 2008) исключительно в качестве классификационной.

В заключение отметим, что полученные нами новые данные в дальнейшем могут быть использованы как в области минералогии, для уточнения номенклатуры осумилита и его разновидностей, так и в петролого-геохимических исследованиях при разработке генетических моделей для осумилитосодержащих магматических пород в разных регионах Земли, где они уже известны к настоящему времени или будут обнаружены в будущем.

*Источник финансирования.* Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН № FMMN-2021-0009.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданова Н.Г., Тронева Н.В., Заборовская Н.Б. и др. О первой находке метаморфического осумилита в СССР // Докл. АН СССР. Т. 250. № 3. 1980. С. 690–693.

Дзоценидзе Н.М. Тематический отчет: “Геологическое изучение лавовых накоплений Кельского района Большого Кавказа”. Тбилиси: КИМС, 1965. 200 с.

Левинсон—Лессинг Ф.Ю. Вулканы и лавы Центрального Кавказа. М.-Л.: Изд. Политехнического ин-та, 1913. Т. 20. 134 с.

Лебедев В.А., Вашакидзе Г.Т. Четвертичные вулканы Большого Кавказа и их каталогизация на основе геохронологических, вулканологических и изотопно-геохимических данных // Вулканология и сейсмология. 2014. № 2. С. 29–45.

Лебедев В.А., Чернышев И.В., Арутюнян Е.В. и др. Хронология извержений четвертичных вулканов Кельского нагорья (Большой Кавказ) по данным К-Аг изотопного датирования // Докл. АН. 2004. Т. 399. № 3. С. 378–383.

Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Вашакидзе Г.Т. Геохронология извержений четвертичных вулканов района Крестовского перевала (Казбекская неовулканическая область, Большой Кавказ) // Докл. АН. 2007. Т. 412. № 2. С. 1–6.

Лебедев В.А., Вашакидзе Г.Т., Сахно В.Г. Потенциальная вулканическая опасность на Кельском нагорье (Большой Кавказ) // Докл. АН. 2008. Т. 418. № 4. С. 520–525.

Лебедев В.А., Вашакидзе Г.Т., Арутюнян Е.В., Якушев А.И. Геохронология и особенности эволюции четвертичного вулканизма Кельского нагорья // Геохимия. 2011. № 11. С. 1189–1215.

Лебедев В.А., Чугаев А.В., Парфенов А.В. Возраст и источники вещества золото-сульфидной минерализации Танадонского месторождения (Республика Северная Осетия – Алания, Большой Кавказ) // Геология рудн. месторождений. 2018. Т. 60. № 4. С. 371–391.

Леонов М.Г. Тектоногравитационные микститы центрального сегмента Южного склона Большого Кавказа // Большой Кавказ в альпийскую эпоху. Ред. Ю.Г. Леонов. М.: ГЕОС, 2007. С. 231–250.

Милановский Е.Е., Короновский Н.В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М.: Недра, 1973. 280 с.

Минералы: Силикаты с линейными трехчленными группами, кольцами и цепочками кремнекислородных тетраэдров // Справочник. Ред. Ф.В. Чухров. М.: Наука, 1981. Т. 3. Вып. 2. 614 с.

Никитина Л.П., Гончаров А.Г., Салтыкова А.К., Бабушкина М.С. Окислительно-восстановительное состояние континентальной литосферной мантии Байкало-Монгольской области // Геохимия. 2010. № 1. С. 17–44.

Парфенов А.В., Лебедев В.А., Чернышев И.В. и др. Петролого-геохимические характеристики лав, источники и эволюция магматических расплавов

Казбекского неовулканического центра (Большой Кавказ) // Петрология. 2019. Т. 27. № 6. С. 658–689.

Соболев Н.В. Парагенетические типы гранатов. М.: Наука, 1964. 220 с.

Сокол Е.В. Новый генетический тип проявлений осумилита // Зап. ВМО. 1997. № 4. Ч. 126. С. 43–53.

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

Станкевич Е.К. Осумилит из вулканических пород Кавказа // Минералы и парагенезисы минералов магматических и метасоматических горных пород. Л.: Наука, 1974. С. 60–64.

Схиртладзе Н.Н. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси: Изд-во АН ГрузССР, 1958. 368 с.

Трифонов В.Г., Соколов С.Ю., Соколов С.А., Хесами Х. Мезозойско-кайнозойская структура Черноморско-Кавказско-Каспийского региона и ее соотношение со строением верхней мантии // Геотектоника. 2020. № 3. С. 55–81.

Тутберидзе Б.Д. Геология и петрология альпийского позднеорогенного магматизма центральной части Кавказского сегмента. Тбилиси: Изд-во Тбилисского ун-та, 2004. 340 с.

Устиев Е.К. Тридимитовый дацит с Кельского плато в Центральном Кавказе // Тр. Петрографического ин-та. 1934. Вып. 6. С. 159–164.

Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. Высокоточный изотопный анализ Рb методом многоколлекторной ИСР-масс-спектрометрии с нормированием по  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$ : оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Рb // Геохимия. 2007. № 11. С. 1155–1168.

Чугаев А.В., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Еремينا А.В. Изотопный состав свинца и происхождение четвертичных лав вулкана Эльбрус, Большой Кавказ: данные высокоточного метода MC-ICP-MS // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 20–33.

Aranovich L.Y., Berman R.G. A new garnet-orthopyroxene thermometer based on reversed  $\text{Al}_2\text{O}_3$  solubility in  $\text{FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  orthopyroxene // Amer. Mineral. 1997. V. 82. P. 345–353.

Arima M., Gover C.F. Osumilite-bearing granulites in the Eastern Grenville Province, Eastern Labrador, Canada: mineral parageneses and metamorphic conditions // J. Petrol. 1991. V. 32. Part 1. P. 29–61.

Armbruster T., Oberhansli R. Crystal chemistry of double-ring silicates: Structural, chemical, and optical variation in osumilites // Amer. Mineral. 1988. V. 73. P. 585–594.

Ballasone G., Rossi M., Mormone A. Crystal chemical and structural characterization of an Mg-rich osumilite from Vesuvius volcano (Italy) // Eur. J. Mineral. 2008. № 20. P. 713–720.

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

Berg J., Wheeler E.P. Osumilite of deep-seated origin in the contact aureole of the anorthositic Nain complex, Labrador // Amer. Mineral. 1976. V. 61. P. 20–37.

Bewick S. Deciphering tectonics of the Caucasus from post-collisional volcanism: PhD thesis. The Open University of London, United Kingdom, 2016. 261 p.

Bosi F., Biagioni C., Pasero M. Nomenclature and classification of the spinel supergroup // Eur. J. Mineral. 2019. V. 31. P. 183–192.

Carlier G., Lorand J.P., Kienast J.R. Magmatic osumilite in an ultrapotassic dyke, southern Peru: first occurrence // Eur. J. Mineral. 1994. V. 6. № 5. P. 657–665.

Chukanov N.V., Pekov I.V., Rastsvetaeva R.K. et al. Osumilite-(Mg): validation as a mineral species and new data // Geol. Ore Deposits. 2013. V. 55. № 7. P. 587–593.

Chinner G.A., Dixon P.D. Irish osumilite // Mineral. Mag. 1973. V. 35. P. 189–192.

Costin G., Barker D.C. Lunar Sample 15421,67: enigmatic magnesio-hornblende monocystal hosting almandine, omphacite, quartz, epidote, osumilite-Mg, and  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  // 52nd Lunar and Planetary Science Conference. 2021 (LPI Contrib. № 2548). P. 2267.

Dale J., Holland T.J.B. Geothermobarometry, P-T paths and metamorphic field gradients of high-pressure of high pressure rocks from the Adula nappe, central Alps // Metamorph. Geol. 2003. V. 21. № 8. P. 813–829.

Goldman D.S., Rossman G.R. The site distribution of iron and anomalous biaxiality in osumilite // Amer. Mineral. 1978. V. 63. P. 490–498.

Grew E.S. Osumilite in the sapphirine-quartz terrane of Enderby Land, Antarctica: implications for osumilite petrogenesis in the granulite facies // Amer. Mineral. 1982. V. 67. P. 762–787.

Harley S.L., Green D.H. Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites // Nature. 1982. V. 300. P.697–701.

Harley S.L. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in  $\text{FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  and  $\text{CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$  // J. Petrol. 1984. V. 25. № 3. P. 665–696.

Heimann A., Spry P.G. Zincian spinel associated with metamorphosed Proterozoic base-metal sulfide occurrences, Colorado: a re-evaluation of gahnite composition as a guide in exploration // Canad. Mineral. 2005. V. 43. P. 601–622.

- Hensen B.J.* The stability of osumilite in high grade metamorphic rocks // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 64. P. 197–204.
- Holder R.M., Hacker B.R., Horton F., Rakotondrazafy A.F.M.* Ultrahigh-temperature osumilite gneisses in southern Madagascar record combined heat advection and high rates of radiogenic heat production in a long-lived high-*T* orogen // *Metamorph. Geol.* 2018. V. 36. № 7. P. 855–880.
- Irvine T.M., Baragar W.R.* A guide to the chemical classification of common volcanic rocks // *Canad. J. Earth. Sci.* 1971. V. 8. P. 523–548.
- Kuniaki K., Matsumoto T., Imamura M.* Structural change of orthorhombic-I tridymite with temperature: a study based on second-order thermal-vibrational parameters // *Zeitschrift für Kristallographie.* 1986. V. 177. № 1–2. P. 27–38.
- Martin A.M., Medard M., Devouard B. et al.* Fayalite oxidation processes in Obsidian Cliffs rhyolite flow, Oregon // *Amer. Mineral.* 2015. V. 100. P. 1153–1164.
- Middlemost E.A.K.* The basalt clan // *Earth Sci. Rev.* 1975. V. 11. P. 337–364.
- Miyashiro A.* Osumilite, a new silicate mineral, and its crystal structure // *Amer. Mineral.* 1956. V. 41. P. 104–116.
- Mosar J., Mauvilly J., Koiava K. et al.* Tectonics in the Greater Caucasus (Georgia – Russia): From an intracontinental rifted basin to a doubly verging fold-and-thrust belt // *Marine and Petroleum Geology.* 2022. V. 140. P. 1–14.
- Nimis P., Grutter H.* Internally consistent geothermometers for garnet peridotites and pyroxenites // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 159. P. 411–427.
- Nowicki T.E., Frimmel H.E., Waters D.J.* The occurrence of osumilite in pelitic granulites of the Namaqualand metamorphic complex, South Africa // *South Africa J. Geol.* 1995. V. 98. P. 191–201.
- Olesch M., Seifert F.* The restricted stability of osumilite under hydrous conditions in the system  $K_2O$ - $MgO$ - $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$  // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1981. V. 76. P. 362–367.
- Olsen E., Bunch T.E.* Compositions of natural osumilite // *Amer. Mineral.* 1970. V. 55. P. 875–879.
- Parodi G.C., Ventura G.D., Lorand J.-P.* Mineralogy and petrology of an unusual osumilite + vanadium-rich pseudobrookite assemblage in an ejectum from the Vico Volcanic Complex (Latium, Italy) // *Amer. Mineral.* 1989. V. 74. P. 1278–1284.
- Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58. P. 63–81.
- Pleuger J., Podladchikov J.Y.* A purely structural restoration of the NFP20-East cross section and potential tectonic overpressure in the Adula nappe (Central Alps) // *Tectonics.* 2014. V. 33. № 5. P. 656–685.
- Schreyer W., Hentschel G., Abraham K.* Osumilith in der eifel und die verwendung dieses minerals als petrogenetischer indikator // *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen.* 1983. 31. P. 215–234.
- Seryotkin Y., Sokol E., Bakakin V. et al.* Pyrometamorphic osumilite: occurrence, paragenesis, and crystal structure as compared to cordierite // *Eur. J. Mineral.* 2008. V. 20. P. 191–198.
- Shand S.J.* *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite.* New York: John Wiley and Sons, 1943. 444 p.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geol. Soc. London. Special Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Topuz G., Ahherr R., Kalt A. et al.* Aluminous granulites from the Pulyr complex, NE Turkey: a case of partial melting, efficient melt extraction and crystallization // *Lithos.* 2004. V. 72. P. 183–207.
- Warr L.N.* IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineral. Mag.* 2021. V. 85. № 3. P. 291–320.
- Yavuz F., Yavuz V.* WinSpingc, a Windows program for spinel supergroup minerals // *J. Geosci.* 2023. V. 68. P. 95–110.

## Osumilite-Bearing Lavas of the Keli Highlands (Greater Caucasus): Petrological and Geochemical Characteristics, Mineral Composition and Conditions of Magmatic Melts Formation

E. N. Kaigorodova<sup>1</sup>, \*, V. A. Lebedev<sup>1</sup>, P. M. Kartashov<sup>1</sup>, E. V. Kovalchuk<sup>1</sup>, A. V. Chugaev<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry  
of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

Comprehensive petrological, geochemical and mineralogical studies of osumilite-bearing andesite-dacitic lavas of the volcano Kordieritoviy (Keli Highland, Greater Caucasus), erupted at the end of the Pleistocene (about 200 Ka), were carried out. The results of petrographic study of thin sections and microprobe analysis showed that the rocks contain three paragenetic mineral associations: (1) “xenogenic” (metamorphogenic) – garnet ( $X_{Prp} = 0.42$ ,  $X_{Alm} = 0.51–0.53$ ,  $X_{Grs} = 0.04–0.05$ ) + hercynite + sapphire + bronzite + pargasite + ilmenite; (2) early magmatic – hypersthene + hercynite + garnet ( $X_{Prp} = 0.21–0.31$ ,  $X_{Alm} = 0.52–0.71$ ,  $X_{Grs} = 0.04–0.13$ ) + ferro-kersutite + ilmenite; (3) late magmatic – hypersthene-ferrohypersthene + labradorite + garnet ( $X_{Prp} = 0.04–0.14$ ,  $X_{Alm} = 0.65–0.81$ ,  $X_{Grs} = 0.06–0.18$ ) + osumilite-(Mg) + phlogopite + tridymite + ilmenite + apatite. Osumilite-(Mg) (phenocrysts, xenomorphic aggregates in the rock matrix and crystals in miarolitic cavities), the average formula of which for dacites of the Kordieritoviy volcano can be written as  $(K_{0.73}Na_{0.06}Ca_{0.02}□_{0.20})_{1.00}(Mg_{1.06}Fe^{2+}_{0.90}Mn_{0.04})_{2.00}(Al_{2.75}Fe^{2+}_{0.18}Fe^{3+}_{0.06}Ti_{0.01})_{3.00}(Si_{10.34}Al_{1.66})_{12}O_{30}$ , formed mainly at late magmatic stages – in intermediate chambers immediately before the rise of the melt to the surface or after its eruption. Accordingly, this mineral in the studied lavas has purely magmatic origin. Thermobarometric calculations and petrological modeling showed that the deep magma chamber of the Kordieritoviy volcano was located at a level of 45–53 km from the surface in near the Moho boundary. The temperature of the melt at the early magmatic stage was no less than 1100°C at 17–23 kbar. Crystallization of osumilite-(Mg) in intermediate magmatic chambers (at depths of 30–40 km) and during the process of lava outpouring occurred at 1030–870°C and pressure progressively decreasing from 14–9 to 1 kbar. A petrogenetic model has been proposed to explain the reasons for the formation of exotic osumilite-containing lavas of the Kordieritoviy volcano. Its main provisions include: (1) enriched upper mantle source (lithospheric mantle metasomatized as a result of permanent interaction at the Moho boundary with the overlying lower crust composed of metamorphosed terrigenous-volcanogenic formations); (2) generation of “dry” basaltic magmas in the source; (3) crystallization differentiation in the source (fractionation of olivine and chrome spinels) with the formation of a “dry” superheated andesitic melt; (4) limited-scale assimilation by highly differentiated andesitic melts rising to the surface of the material of the lower crust, directly below the volcano, composed of leucocratic granulites, with simultaneous fractionation of garnet, orthopyroxene and ilmenite from the melt.

*Keywords:* Greater Caucasus, Keli Highland, Quaternary magmatism, dacites, osumilite-(Mg), ring silicates, milarite group, mineral composition, geothermobarometry, petrogenesis