УДК 551.21

МЕГАКРИСТЫ "ПУЗЫРЧАТОГО" КЕРСУТИТА В НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТАХ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ СИРИИ: СВИДЕТЕЛЬСТВА КРИСТАЛЛИЗАЦИИ В КИПЯЩЕМ РАСПЛАВЕ/ФЛЮИДЕ

© 2022 г. Е. В. Шарков^{а,} *, В. Ю. Прокофьев^а, А. В. Чистяков^а, М. М. Богина^a, Т. А. Горностаева^b

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ РАН), Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия ^bИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (ГЕОХИ РАН), ул. Косыгина, 19, Москва, 119991 Россия *e-mail: esharkov@mail.ru Поступила в редакцию 30.08.2021 г. После доработки 08.11.2021 г. Принята к публикации 02.02.2022 г.

Изучены мегакристы "пузырчатого" керсутита в одном из местонахождений мантийных ксенолитов в базальтах плато Эль-Габ на северо-западе Сирии. Как и в большинстве подобных случаев, ксенолиты представлены двумя главными сериями: зелеными шпинелевыми перидотитами (преимущественно лерцолитами) и секущими их жилами пород "черной серии" (преимущественно керсутитовых горнблендитов и керсутитовых клинопироксенитов). Считается, что исходные расплавы/флюиды "черной серии" формировались в условиях декомпрессионного флюидозависимого плавления шпинелевых перидотитов матрицы мантийного плюма. Они возникали на последних стадиях существования, связанных с этими плюмами магматических систем. "Пузырчатые" мегакристы керсутита являются фрагментами пегматоидных разновидностей пород "черной серии". Они представляют собой монокристаллы длиной до 10 см, которые содержат многочисленные крупные пустоты, частично заполненные вулканической пылью. Показано, что "пузырчатая" структура этих мегакристов объясняется их кристаллизацией в условия ретроградного кипения материнского расплава/флюида в головной части мантийного плюма при давлении 9-10 кбар. Сами овальные пустоты первоначально, по-видимому, представляли собой пузырьки высокоплотного углекислого газа, захваченные растушими кристаллами. Дегазация этих пузырьков, скорее всего, происходила в процессе извержения, и СО2 частично сохранился только в некоторых микроскопических пузырьках. Также показано, что сам материнский расплав содержал мелкие взвешенные капли флюидонасыщенной высокожелезистой жидкости, возникшие, по-видимому, в результате ликвации до начала кипения расплава/флюида.

Ключевые слова: базальтовое плато Эль-Габ, мантийные ксенолиты, "черная серия", мегакристы керсутита, овальные пустоты ("пузыри") в керсутите, флюидозависимое плавление, ретроградное кипение, CO₂, рудно-силикатная ликвация

DOI: 10.31857/S020303062203004X

введение

Одной из наименее изученных областей магматической петрологии являются процессы в зонах генерации мантийных магм, которые происходят на глубинах, недоступных прямому наблюдению. Главными источниками информации об этих процессах являются сами магматические расплавы, содержащие мантийные ксенолиты из предполагаемых зон генерации магм. В этом плане наибольший интерес представляют мантийные ксенолиты в базальтах крупных изверженных провинций (КИП, LIP), формирование которых связывается с подъемом мантийных плюмов [Ernst, 2014]. Эти ксенолиты, по-видимому, являются фрагментами верхних охлажденных краев головных частей мантийных плюмов над зонами их адиабатического плавления [Sharkov et al., 2017 и библиография]. По существу, эти ксенолиты, являются единственными доступными прямому непосредственному изучению образцами вещества головных частей современных мантийных плюмов. Они несут важную информацию как об их вещественном составе и строении, так и о протекавших там физических и физико-химических процессах, сопровождавших формирование и развитие корневых зон магматических систем КИП, в частности, на территории Сирии. Целью нашей работы являлось установление механизма и *PT*-условий формирования "пузырчатых" мегакристов в зонах генерации магматических систем, связанных с мантийными плюмами.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Территория Сирии является частью позднекайнозойской Афро-Аравийской крупной изверженной провинции [Ernst, 2014], происхождение которой, согласно геофизическим данным, связано с подъемом мантийного плюма [Hansen et al., 2012]. Это классический район развития внутриплитных (т.е. связанных с мантийными плюмами) неоген-четвертичных базальтовых плато, широко распространенных во всем мире [Шарков, Богатиков, 1987]. Такие плато имеют однотипное строение и образованы многочисленными потоками щелочно-базальтовых, реже — толеитовых лав, а также цепочками шлаковых и пирокластических конусов на их поверхности [Поникаров и др., 1969; Шарков, 2000; Lustrino, Sharkov, 2006; Trifonov et al., 2011 и др.]. Вместе с тем, ряд исследователей полагает, что появление подобного магматизма на этой территории скорее связано с подъемов астеносферы [Ismail et al., 2008; Ma et al., 2011].

Изученные нами "пузырчатые" мегакристы керсутита были собраны одним из авторов в процессе совместных советско-сирийских исследований вулканического плато Эль-Габ (Al Ghab), в северо-западной Сирии в 1990-х гг. (рис. 1). Это позднеплиоцен-четвертичное плато площадью около 600 км² расположено в одноименной грабенообразной впадине в северной части системы трансформного разлома Мертвого моря [Девяткин и др., 1997; Ma et al., 2015; Al-Mishwat, Dawod, 2021]. Согласно сейсмическим данным, граница Мохо под плато Эль-Габ расположено на заметно меньшей глубине, чем под соседним уже закончившим свое развитие миоценовым Алеппским плато, где она установлена на глубине 28-31 км [Brew et al., 2001].

Вулканические породы здесь представлены лавовыми потоками преимущественно умеренно-щелочных Fe—Ti базальтов и базанитов при подчиненном количестве толеитов. Характерной особенностью плато является множество пирокластических и шлаковых конусов, нередко содержащих мантийные ксенолиты. Одним из таких конусов является пирокластический конус Tel Ghazal, расположенный в 10 км к ЮВВ от г. Джиср-эш-Шугур (Jisr ash-Shughur), где и были найдены изученные нами "пузырчатые" мегакристы.

Как и в большинстве подобных случаев [Ионов, 1988; McDonough, 2014 и др.], мантийные ксенолиты здесь представлены двумя сериями: "зеленой" и "черной". Среди ксенолитов "зеленой серии", образующих матрицу головы мантийного плюма, преобладают шпинелевые лерцолиты и гарцбургиты. Породы "черной серии" представлены преимущественно жилами паргасит-керсутитовых горнблендитов и роговообманковых клинопироксенитов. Эти породы имеют неравномерно зернистое строение, и мегакристы керсутита, в том числе и "пузырчатые", скорее всего, представляют собой фрагменты их грубозернистых (пегматоидных) разновидностей. Детальное описание петрографии мантийных ксенолитов из конуса Tel Ghazal приведено в работах [Ismail et al., 2008; Ma et al., 2015], и здесь мы на этом останавливаться не будем.

ОПИСАНИЕ ОБРАЗЦОВ

"Пузырчатые" мегакристы керсутита не являются редкостью и встречаются наравне с практически гомогенными монокристаллами. И те, и другие, судя по рефлексам спайности, представляют собой оплавленные обломки крупных монокристаллов размером от 0.5 до 8–10 см и более (рис. 2). При этом оплавляются и края "пузырей", свидетельствуя о том, что они образовались еще в мантии, до финального взрыва, вынесшего ксенолиты на поверхность.

Во время взрыва, который привел к образованию рассматриваемого пирокластического конуса, когда взламывались породы верхнего края кровли магматического очага, в том числе и изученные мегакристы, они подвергались деформациям с образованием мелких трещинок, заполненных вулканической пылью (рис. 3).

ПЕТРОГРАФИЯ

Как уже говорилось, "пузырчатые" мегакристы представляют собой монокристаллы плеохроирующего в коричневых тонах однородного керсутита (табл. 1). В шлифах не видно какой-либо отчетливой зональности, однако сканирование вдоль профиля показало наличие небольших несистематических неоднородностей в этих кристаллах (см. ниже).

Методика

Состав минералов определялся в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН на электронно-зондовом анализаторе (EPMA) JEOL JXA-8200, оснащенном пятью волновыми спектрометрами, при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе на цилиндре Фарадея 20 нА и диаметре пучка 1 мкм. Время экспозиции на все измеряемые эле-



Рис. 1. Местоположение вулканического плато Эль-Габ.

менты составляло 10 с на пике и по 5 с на фоне с обеих сторон.

Определение малых и рассеянных элементов в керсутитах производилось с помощью масс-

спектрометрии с ионизацией вещества в индуктивно-связанной плазме (ICP-MS) в ИГЕМ РАН на XII ICP-MS масс-спектрометре. Разложение проб проводили путем кислотного вскрытия в



Рис. 2. Общий вид оплавленных "пузырчатых" мегакристов керсутита. а – обр. 819-8/26, пустоты в мегакристах частично заполнены розовой вулканической пылью; б – обр. 819-8/3, "пузырчатый" мегакрист, где пустоты имеют как овальную форму, так и образуют вытянутые "каналы".



Рис. 3. Срезы "пузырчатых" мегакристов керсутита. а – обр. 819-8/26, б – обр. 819-8/2а, в – обр. 819-8/3а. Хорошо видна сложная структура "взрывных" каналов, заполненных розовой вулканической пылью, а также белые (цеолитовые) оторочки некоторых пустоток.

микроволновой печи. Детали методики изложены в работе [Бычкова и др., 2016].

Оценка количественного состава материала шарообразных включений проводилась в ИГЕМ РАН также по ЭДС-анализам на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) JSM-5610 (JEOL, Япония), оснащенном энергодисперсионным спектрометром INCA-450. Локальность анализа с учетом среднего атомного номера составляла порядка 1.5 мкм.

Морфология пустот ("пузырей")

"Пузырчатые" разновидности мегакристов характеризуются пустотами разного размера (от 10 мм до 0.1 мм и мельче), разной морфологии и ориентации в пространстве, которые нередко частично заполнены розовой вулканической пылью (см. рис. 2). В шлифах видно, что эти пустоты нередко образуют агрегаты из более мелких округлых пустоток, своего рода пакеты ("грозди") пустоток (рис. 4). При этом, наряду с крупными округло-овальными пустотами, часто встречаются мелкие индивидуальные пустотки сложной морфологии, часто имеющие форму отрицательных кристаллов, что характерно для сингенетических включений. Некоторые из них также частично заполнены тонкодисперсной вулканической пылью (см. рис. 46, в).

В шлифах хорошо видно, что границы пустот ("пузырей") разного размера с минералом-хозяином четкие, резкие, без следов реакционных отношений или механических деформаций (см. рис. 4а, б). Иногда даже видны трещины, по которым, по-видимому, происходила дегазация полости (см. рис. 4д, помечено стрелкой).

Вместе с тем, некоторые мелкие полости выстланы изнутри каймой низкотемпературного светлого цеолита (см. рис. 4б, г), что может свидетельствовать о первоначальном существовании в них флюида. На этом снимке видно, что между цеолитом и керсутитом-хозяином иногда наблюдаются очень тонкие (20–30 микрон) линзочки богатого железом пористого материала с мелкими выделениями титаномагнетита (см. рис. 4б, в). Такие же линзочки отмечались и в других случаях (см. рис. 4г), и, возможно, представляют собой растекшиеся капельки высокожелезистой флюидонасыщенной жидкости, содержавшиеся в кристаллизующемся расплаве/флюиде на месте формирования газового пузыря (см. ниже). По-видимому, в процессе формирования этого пузыря они оттеснялись растущим объемом высокоплотного газа к контакту с керсутитом-хозяином, где и подвергались раздавливанию.

Как уже говорилось, сейчас пустоты являются именно пустотами, частично заполненными вулканической пылью. Округлая морфология "пузырьков" наблюдалась только в "гроздьях" (см. рис. 4а); морфология мелких "пузырьков" чаще близка к отрицательным кристаллам (см. рис. 4в-д). Все это позволяет думать, что рассмотренные выше пустоты являлись своеобразными "слепками" газовых пузырьков, захваченных растущими кристаллами керсутита и впоследствии дегазированных.

Цепочки мелких шарообразных высокожелезистых включений

В одном из мегакристов были установлены цепочки мелких шарообразных включений высокожелезистого пористого материала (рис. 5). Эти включения образуют невыдержанные субпараллельные цепочки, не связанные ни со спайностью, ни с трещинами в керсутите-хозяине, т.е. формировались в процессе кристаллизации керсутита-хозяина.

По данным микрозонда (рис. 6а) и СЭМ (см. рис. 6б), значительная часть из этих шарообразных включений образована магнетитом с примесью Ni. Сами включения содержат пустоты, напоминающие "пузыри" в керсутите-хозяине но только в микроскопическом варианте. Часть шарообразных включений образована пирротином, причем наблюдаются как гомогенные включения, так и содержащие продукты его низкотемпературного окисления.

Скорее всего, эти включения первоначально представляли собой микроскопические капельки высокожелезистого расплава, взвешенные в кристаллизующемся расплаве/флюиде, которые захватывались растущими гранями керсутита в форме цепочек. Судя по наличию в таких изолированных включениях многочисленных пустоток, этот расплав был обогащен флюидными компонентами, выделявшимися при его затвердевании.

Взрывные явления

При финальном взрыве, доставившем мантийные ксенолиты на поверхность Земли. кристаллы ломались с появлением трещин и проникновением по ним внутрь мегакристов тонкодисперсной вулканической пыли (см. рис. 2). В результате образуются своеобразные микробрекчии со сложной морфологией, где наряду с фрагментами керсутита-хозяина, содержатся очень мелкие зерна Al-Ti авгита (рис. 7, табл. 2, замер 20), ти-

Таблица 1. Составы керсутитов

№ образца	819-	-8/1	819-8/2b		819-8/3b	
№ замера	4	5	24	25	49	
SiO ₂	39.91	39.95	39.81	40.00	39.83	
TiO ₂	5.58	5.67	6.17	5.80	5.82	
Al_2O_3	14.24	14.05	14.15	14.02	14.07	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	
FeO	8.97	9.12	9.16	10.53	10.47	
MnO	0.12	0.10	0.09	0.10	0.11	
MgO	13.35	13.31	13.24	12.66	12.55	
CaO	10.36	10.45	10.70	10.37	10.48	
BaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na ₂ O	2.54	2.49	2.51	2.67	2.58	
K ₂ O	1.56	1.56	1.52	1.47	1.59	
NiO	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	
F	0.17	0.16	0.21	0.15	0.13	
Cl	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	
SO ₃	0.04	0.04	0.03	0.05	0.04	
Сумма	96.88	96.95	97.61	97.86	97.67	

таномагнетита и обломков в разной степени измененного вулканического стекла. Этот материал частично или полностью замещен постмагматическими низкотемпературными минералами, преимущественно хлоритом и цеолитом, часто обрастающим угловатые обломки измененного вулканического стекла. Очевидно, что это низкотемпературное постмагматическое минералообразование происходило уже во время пребывания мегакристов в пирокластическом конусе.

Составы керсутита-хозяина по профилю АБ и минералов микробрекчии приведены в табл. 2 и табл. 3. Как видно из рис. 8, близ контакта с микробрекчией в керсутите-хозяине наблюдается небольшие изменения в его составе - несколько возрастает количество титана и кальция, зато снижается содержание кремнезема, железа и щелочей.

Геохимия

Согласно классификации [Leake et al., 1997], изученные "пузырчатые" мегакристы являются керсутитами. Их состав довольно гомогенен и демонстрирует незначительные вариации в содержании компонентов (см. табл. 1, 3, рис. 8, 9). Помимо мегакристов, керсутит развит в качестве одного из главных минералов жил "черной серии", а также встречен в интерстициях перидотитов в качестве метасоматического продукта и в так называемых "расплавных карманах" (зародышей флюидозависимого плавления перидотитов, см.



Рис. 4. Морфология пустот в обр. 819-8/36. Номера на рис. 4 соответствуют номерам анализов в табл. 2. а, д – снято в скрещенных николях, б – без анализатора, г – в отраженных электронах.

ниже). По сравнению с этими амфиболами [Ма et al., 2015], керсутит мегакристов характеризуется меньшим содержанием SiO₂, MgO и суммы щелочей при близких содержаниях Al_2O_3 и существенно более высоком TiO₂ (см. табл. 1). На спайдерграммах, нормализованных к примитивной мантии, амфиболы мегакристов демонстрируют отчетливые минимумы по Th, U, La, Ce и Zr при положительных аномалиях Nb, Ta, и Ba (см. рис. 9). Поведение LILE и HFSE в мегакристах керсутита аналогично таковым в ксенолитах и мегакристах в щелочных базальтах мира [Demeny et al., 2005; Ulrych et al., 2018].

Отличительной особенностью изученных мегакристов является их существенная обедненность легкими редкоземельными элементами (ЛРЗЭ). По сравнению с амфиболами из жил "черной серии", интерстиций и "расплавных карманов" в перидотитовых ксенолитах того же поля [Ma et al., 2015], они характеризуются меньшими Nb—Та аномалиями и более глубокими аномалиями La и Ce, при близких концентрациях остальных элементов (см. рис. 9).

Спектры РЗЭ мегакристов, нормализованные к хондриту, характеризуются обеднением ЛРЗЭ (La/Sm = 0.58) более существенным, чем амфи-



Рис. 5. Цепочки микроскопических шарообразных пористых включений, образованных в основном магнетитом и пирротином. Обр. 819-8/1 (слева – без анализатора; справа – в отраженном свете).

болы из "черной серии" ксенолитов того же поля (La/Sm = 0.8–1.1 в интерстициальном керсутите и 1.36 в жилах) при более слабом фракционировании РЗЭ (La/Yb 2.5–2.8) по сравнению с интерстициальным (La/Yb = 4.8-7.5) и жильным (La/Yb = 8.4-9.0) амфиболами, при близком фракционировании ТРЗЭ ((Ge/Yb)_N около 4) (табл. 4, см. рис. 9).

Таким образом, из имеющихся данных следует, что керсутит "пузырчатых" мегакристов аналогичен керсутиту из пород "черной серии" в области малоподвижных элементов, например, ТРЗЭ, и заметно различается в области легкоподвижных, например, ЛРЗЭ. Мы полагаем, что этот эффект связан с формированием мегакристов в условиях кипения расплава, когда легкопо-

№ образца	819-8/26							819-8/36		
№ замера	18	19	20	21	22	23	46	47	48	
SiO ₂	33.33	41.30	44.45	23.19	29.22	26.74	37.72	31.48	0.10	
TiO ₂	0.11	0.04	4.47	1.24	0.04	5.80	0.01	3.01	18.99	
Al_2O_3	12.38	16.79	8.22	7.45	9.48	7.60	17.16	9.74	8.20	
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.04	0.00	0.04	0.08	0.00	0.01	0.02	
V_2O_3	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	H.o.	0.40	
FeO	0.29	0.12	8.33	2.75	0.28	18.83	0.09	15.66	57.99	
MnO	0.02	0.01	0.12	0.05	0.00	0.29	0.01	0.24	0.36	
NiO	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.04	0.00	0.02	0.00	
MgO	0.15	0.11	11.41	0.33	0.08	6.20	0.26	3.14	7.82	
CaO	8.37	9.33	22.03	8.48	7.73	3.38	9.02	6.88	0.19	
BaO	0.00	0.08	0.00	0.00	0.04	0.00	0.12	0.12	H.o.	
Na ₂ O	0.15	0.18	0.66	0.16	0.13	3.29	0.16	1.71	H.o.	
K ₂ O	3.76	4.93	0.16	4.31	4.78	0.18	3.29	1.69	H.o.	
F	0.01	0.00	0.05	0.01	0.00	0.07	0.00	0.14	H.o.	
Cl	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.06	0.01	0.04	H.o.	
SO ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.10	0.01	0.04	H.o.	
Сумма	58.61	72.92	99.95	47.98	51.84	72.65	67.86	73.92	94.07	
			Срх						Ti-Mgt	



№ анализа	Fe	S	Ni	Co	Сумма			
1	59.51	36.75	1.60	0.24	98.09			
Содержания As, Sb, Cu – менее 0.01 вес. %								

№ анализа	SiO ₂	MgO	FeO	TiO ₂	NiO	Al ₂ O ₃	MnO	CaO	V_2O_3	ZnO	Nb_2O_5	Cr_2O_3	Сумма
2	0.90	0.36	83.24	0.25	2.52	0.38	0.04	0.20	0.08	0.00	0.02	0.03	88.03
3	0.09	0.17	84.58	0.27	1.78	0.26	0.02	0.24	0.07	0.03	0.00	0.03	87.54
4	0.08	0.77	83.24	0.25	3.58	0.20	0.02	0.18	0.07	0.03	0.00	0.00	88.42

Рис. 6. Строение шарообразных пористых микровключений. а – микровключения с пирротином (анализ 1) и магнетитом (анализы 2, 3 и 4). Фото – в отраженных электронах; б – микровключения в отраженных (слева) и вторичных электронах с пустотами (СЭМ, см. текст).



Рис. 7. Общий вид "взрывной" микробрекчии, светлые окантовки обломков и пятна — цеолиты, снято без анализатора (слева); тонкозернистые участки микробрекчии (вулканическая пыль), снятые в отраженных электронах (обр. 819-8/26) (справа).

движные элементы могли частично уходить в газовую фазу, тем самым обедняя ими кристаллизующийся расплав.

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Методика исследования

Микротермометрическое изучение индивидуальных флюидных включений проводилось в лаборатории геологии рудных месторождений ИГЕМ РАН с использованием измерительного комплекса, состоящего из камеры THMSG 600 фирмы "Linkam" (Англия), установленном на микроскопе "Olimpus BX51" (Япония), видеокамеры и управляющего компьютера. Измерялись температуры фазовых переходов в газовых включениях, происходившие при нагревании и охлаждении. Точность измерений температуры составляет $\pm 0.2^{\circ}$ С в интервале температур от -20 до $+20^{\circ}$ С и понижается при более высоких и низких температурах. Оценки плотностей и давлений углекислотного флюида проводились с использованием программы "FLINCOR" [Brown, 1989].

Полученные результаты

Были изучены флюидные включения из двух мегакристов пирокластического конуса Tel Ghazal вулканического поля Эль-Габ. Оказалось, что мелкие ΦB довольно редки, но все же диагностируются. Такое включение в обр. 819-8/1 представлено на рис. 9.

Как видно на рис. 10, твердая углекислота появляется при -97° С. Фаза твердой углекислоты переходит в газ при температуре -58° С, что соответствует плотности 0.014 г/см³. Температура кристаллизации керсутита составляет 1079–1096°С (см. ниже), т.е. была не меньше 820°С, когда давление углекислоты достигает примерно 30 бар.

№ замера	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	39.44	39.98	39.91	40.05	39.82	40.07	39.89	39.91	40.08	40.14	40.13
TiO ₂	6.19	5.82	5.77	5.78	5.82	5.78	5.77	5.76	5.78	5.83	5.82
Al ₂ O ₃	14.19	14.01	14.18	13.99	14.03	13.89	13.90	14.00	13.99	13.87	13.91
Cr ₂ O ₃	0.04	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02
FeO	9.43	10.22	10.33	10.59	10.64	10.67	10.65	10.59	10.43	10.53	10.61
MnO	0.07	0.09	0.09	0.10	0.11	0.09	0.08	0.09	0.12	0.11	0.09
MgO	12.94	12.81	12.51	12.50	12.70	12.70	12.47	12.83	12.68	13.02	12.83
CaO	11.14	10.48	10.39	10.42	10.21	10.34	10.29	10.23	10.31	10.21	10.29
BaO	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	2.42	2.65	2.71	2.61	2.64	2.65	2.51	2.63	2.66	2.70	2.71
K ₂ O	1.45	1.54	1.58	1.58	1.58	1.56	1.57	1.57	1.54	1.53	1.52
NiO	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00
F	0.19	0.12	0.10	0.11	0.18	0.08	0.10	0.10	0.09	0.08	0.21
Cl	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
SO ₃	0.04	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.06	0.05	0.03
Сумма	97.61	97.79	97.64	97.80	97.80	97.90	97.30	97.76	97.75	98.13	98.17

Таблица 3. Составы керсутита по профилю АБ (обр. 819-8/26)

Гомогенизация углекислоты в жидкую фазу происходит при температурах от +15.7 до $+30.2^{\circ}$ С, что соответствует плотностям 0.59-0.82 г/см³ (рис. 11).

Возможно, что первоначальная плотность углекислоты в ΦB была выше и что включение было частично дегазировано. Об этом можно судить по исходящей из него полосе измененного материала керсутита-хозяина, вероятно, трассирующей путь истечения части исходной флюидной фазы этого включения (см. рис. 11).

Таким образом, единственной флюидной фазой в "пузырчатом" керсутите оказался CO_2 , и, скорей всего, именно он и содержался в газовых пустотах на момент их формирования.

Близкие результаты были получены в упоминавшейся выше работе В.И. Коваленко и др. [1986] по изучению флюидных включений в ксенолитах "пузырчатых" клинопироксенов вулкана Шаварын-Царам (Монголия). Детальное изучение состава выявленных в них первичных и первично-вторичных флюидных включений показало, что ответственный за их формирование флюид представлял собой эмульсию высокоплотного СО₂ (~70%) без заметной примеси другого газа с взвешенными каплями сульфидно-силикатных расплавов (30%). Гомогенизация включений в жидкую фазу происходит при температурах от +3 до -31°C, что соответствует плотности CO₂ 0.91-1.07 г/см³. Расчет давления при 1100°С дал значения 5.9-8.1 кбар, но, учитывая заметную разгерметизацию включений, этими авторами было высказано предположение, что давления здесь могли достигать 15—20 кбар.

ОБСУЖДЕНИЕ

Общие сведения о ксенолитах пород "черной серии"

До последнего времени при изучении мантийных ксенолитов в базальтах основное внимание уделялось ультрамафитам "зеленой серии", образующим матрикс голов мантийных плюмов, тогда как породы "черной серии" практически не изучались. Они часто содержат минералы, в состав которых входят флюидные компоненты: амфибол (керсутит), флогопит, рёнит, карбонат и другие. Эти породы, в отличие от образований "зеленой серии", часто имеют неравномерно зернистую структуру от мелкозернистой вплоть до пегматоидной, о чем можно судить по находкам мегакристов: обломков крупных кристаллов керсутита, клинопироксена (Al-Ti авгита), флогопита, санидина, ильменита и др. Считается, что происхождение своеобразных исходных расплавов/флюидов этой серии связно с процессами мантийного метасоматизма под влиянием флюидов. Они снижали температуру солидуса пород матрицы плюма и способствовали процессам их низкотемпературного плавления [Ryabchikov et al., 2010; Ma et al., 2015 и др.].

Таким образом, формирование пород "черной серии" в настоящее время связывается с появлением низкотемпературных расплавов/флюидов в результате декомпрессионного флюидозависимого плавления перидотитов "зеленой серии".



Рис. 8. Изменение состава керсутита-хозяина по профилю АБ (см. рис. 7). Расстояние между точками – 50 мкм. Содержания оксидов в мас. %.





№ образца	819-8/2	819-8/3	№ образца	819-8/2	819-8/3
Li	2.39	0.86	La	2.96	3.76
Be	0.43	0.48	Ce	10.74	12.24
Sc	38.96	35.82	Pr	2.07	2.31
V	561.67	465.31	Nd	11.88	12.98
Cr	5.33	13.34	Sm	3.98	4.09
Co	80.51	62.46	Eu	1.50	1.55
Ni	203.75	61.46	Tb	0.69	0.69
Cu	62.66	10.68	Gd	4.78	4.91
Zn	58.76	55.71	Dy	3.64	3.68
Ga	14.19	14.21	Но	0.61	0.63
Rb	4.86	4.59	Er	1.42	1.48
Sr	514.88	579.93	Tm	0.15	0.16
Y	14.61	14.89	Yb	0.89	0.91
Zr	44.19	49.96	Lu	0.10	0.11
Nb	10.25	12.22			
Mo	0.352	0.137			
Cd	0.10	0.10			
Sn	0.19	0.95			
Cs	0.020	0.004			
Ba	152.70	169.13			
Hf	1.67	1.84			
Та	0.74	0.91			
Pb	< 0.38	< 0.38			
Th	0.042	0.108			
U	0.026	0.035			

Таблица 4. Содержания редких и редкоземельных элементов в керсутитах (г/т)

По-видимому, при растекании головной части мантийного плюма относительно жесткие породы его верхнего охлажденного края лопались с образованием трещин отрыва, куда и засасывался этот богатый флюидами расплав с образованием жил пород "черной серии" [Sharkov et al., 2017]. Как уже говорилось, фрагментами последних и являются мегакристы, среди которых встречаются и "пузырчатые" разновидности. Подобные модели, только без плюма, есть и для образования мегакристов в кимберлитах (например, [Moore, Belousova, 2005]).

Роль процессов ретроградного кипения

Из приведенных выше данных по "пузырчатым" мегакристам Сирии следует, что газовые пустоты появились в них еще в процессе кристаллизации керсутита-хозяина. По-видимому, тогда они представляли собой пузыри высокоплотной газовой фазы, а именно СО₂, существовавшие в кристаллизующейся среде и захваченные растушими кристаллами. По-видимому, поскольку плотность газовой фазы при высоких давлениях близка к плотности жидкости [Гирнис, Рябчиков, 2005], эти глобули "сжиженного" газа сумели сохранить свой объем и морфологию газовых полостей (см. рис. 2, 4а) в весьма мобильной среде растущего кристалла. Появление таких пузырей, очевидно, было связано с общефизическим законом ретроградного кипения расплава при его охлаждении из-за снижения растворимости в нем флюидов [Фриш, Тиморева, 2009].

Поскольку этот фазовый переход кристаллизующегося расплава к ретроградному кипению происходил в мантии, давление внутри пузырей газа, захваченных растущими кристаллами, должно было быть не менее литостатического (см. ниже). Поэтому при понижении давления и появлении механических нарушений сплошности в кристалле-хозяине, можно ожидать неизбежную дегазацию этих пузырей, заполненных близким по плотности к жидкости высокоплотным газом, с появлением мегакристов с многочисленными пустотками, т.е. с "пузырчатой" текстурой (см. рис. 2, 6).

Таким образом, полученные нами данные свидетельствуют о том, что общефизический закон о снижении растворимости флюидных компонентов в охлаждающихся расплавах, действует и в области высоких давлений, хотя и с поправками на особенности высокоплотных газовых фаз. Этот закон и обуславливает фазовые переходы, в данном случае появление феномена ретроградного кипения. Возникающие газовые фазы обычно представлены СО₂. Их высвобождение, скорее всего, и является главной причиной локальных глубинных вулканических взрывов, доставляющих на поверхность Земли фрагменты пород с разных уровней верхней мантии, таких как кимберлитовые, лампроитовые и лампрофировые трубки взрыва, а также пирокластические конуса типа рассмотренного выше.

Распределение флюидных компонентов в расплаве/флюиде

Был ли гомогенным этот расплав/флюид? По нашему мнению, нет. Неравномерно зернистая текстура пород "черной серии" скорее свидетельствует о неравномерном распределении флюидных компонентов в исходном расплаве/флюиде. Это следует из общефизического закона о том, что образование новой поверхности при фазовых переходах (кристаллизации, плавлении и ретроградном кипении), в данном случае — образовании газовых пузырьков, требует значительных энергетических затрат [Фролов, 1989]. Вследствие этого массовое образование зародышей новой фазы (кристаллов, газовых пузырьков, зародышей очагов плавления) в ранее гомогенной среде возможно только после преодоления некоего энергетического барьера.

Флюидные компоненты разуплотняют среду и способствуют массообмену между растущими кристаллами и расплавом. Поэтому обогащенные ими участки расплава находятся в преимущественном положении относительно скорости роста и размеров выделившихся кристаллов. Иными словами, в флюидонасыщенной среде энергетически выгодней наращивать уже имеющиеся кристаллы, чем создавать новые. Поэтому такие участки должны характеризоваться более грубозернистым строением. Таким образом, неравномернозернистость магматической породы может свидетельствовать о том, что кристаллизующийся расплав не был гомогенным в отношении флюидных компонентов, которые обладали повышенной подвижностью. Судя по неравномерно зернистой структуре обломков (ксенолитов) пород "черной серии", эти компоненты в расплаве/флюиде были распределены неравномерно и скапливались в форме пятен разной морфологии и величины, распознаваемых по появлению грубозернистых, вплоть до пегматоидных, разновидностей пород. Соответственно, ретроградное кипение могло происходить локально и только на участках, максимально обогащенных флюидами. Этим, по-видимому, и объясняется относительная редкость находок "пузырчатых" мегакристов.

Вероятно, с ретроградным кипением связан и упоминавшийся выше эффект снижения роли легкоподвижных ЛРЗЭ в "пузырчатых" мегакристах по сравнению с керсутитами обычной "черной серии" (см. рис. 9). Скорей всего, как уже говорилось, эти компоненты частично уходили в газовую фазу, обедняя тем самым кристаллизующийся расплав.

РТ-условия флюидозависимого плавления матрикса в изученном случае

Проведенное ранее изучение ксенолитов мантийных перидотитов из этого же пирокластического конуса Tel Ghazal показало, что в них довольно часто наблюдаются следы инконгруэнтного ("вторичного") плавления этих перидотитов под влиянием флюидов. Это уже упоминавшиеся



Рис. 10. Флюидное включение в керсутите при комнатной температуре (а) и при -97° С (б). Снято в проходящем свете. Обр. 819-8/1.

выше так называемые "расплавные карманы" (melt-pockets): изолированные линзочки, образованные тонкозернистым агрегатом Al—Ti-авгита, оливина, санидина, андезина, рёнита, керсутита, флогопита и других минералов пород "черной серии", а также вулканическим стеклом трахитового состава [Ryabchikov et al., 2010; Ma et al., 2015].

Этому плавлению предшествовало появление локальных зон мантийного метасоматоза. Согласно [Ma et al., 2015], здесь выявлено существование двух главных агентов этого метасоматоза. Более ранний из них (карбонатного типа) связан с проникновением легкоподвижного низкосиликатного богатого СО₂ флюида в перидотитовый матрикс и привел к обогащению пород ЛРЗЭ, Na, Th, U и Ba. Второй (водно-силикатный) тип расплава/флюида, проявившийся перед извержением, характеризовался привносом Ті, Fe, P, K, Nb, Ta, Cs и других несовместимых элементов, обогащенный H₂O. Иными словами, формирование расплавов "черной серии" происходило при участии флюидов, богатых СО2 и Н2О, а также несовместимыми элементами.



Рис. 11. Флюидное включение в керсутите при разных температурах: при комнатной температуре $+25^{\circ}$ C (a), $+29^{\circ}$ C (б), $+31^{\circ}$ C (в), -85° C (г). Снято в проходящем свете. Обр. 819-8/2.



Рис. 12. Пересечение изохор углекислоты плотностью 0.59 и 0.82 г/см³ с изотермами 1079–1096°С.

Использование различных геотермобарометров [Brey, Köhler, 1990; Putirka, 2008; Taylor, 1998; Witt-Eickschen, Seck, 1991] показало, что первичные перидотиты "зеленой серии" рассматриваемого местонахождения поступали с глубин 24–42 км (8– 14 кбар), где их температура составляла 896– 980°С, иногда до 1030°С [Ryabchikov et al., 2010; Ма et al., 2015]. По мнению этих исследователей,

ВУЛКАНОЛОГИЯ И СЕЙСМОЛОГИЯ № 3 2022

минералы "расплавных карманов" ("черной серии") формировались на глубинах 21–27 км (7– 9 кбар) при температурах 826–981°С, что хорошо согласуется с сейсмическими данными по глубине границы Мохо под плато Эль-Габ (см. выше).

С этими данными хорошо согласуются и результаты наших определений *РТ*-условий формирования изученных мегакристов. Они были оце-



Рис. 13. Зависимость растворимости H₂O и CO₂ в силикатном расплаве от давления (по [Шилобреева и др., 1991] с упрощениями).

нены с использованием новой версии амфиболового термобарометра [Ridolfi et al., 2021]. Согласно полученным данным, кристаллизация керсутита произошла при температуре 1079– 1096°С и давлении 9.17–10.51 кбар (глубина 27.5– 31.5 км). Эти параметры согласуются с экспериментальными данными по стабильности керсутита. Он кристаллизовался при содержании воды 3.6–3.3 мас. % и довольно высокой фугитивности кислорода (Δ NNO = 0.4–1.1, log/O₂ от –8.7 до –7.8) [Mayer et al., 2013].

При таких температурах давление углекислоты, обнаруженной нами во флюидных включениях (см. выше), будет около 2630—5050 бар, что соответствует глубинам 9.7—18.7 км при геобарическом градиенте 270 бар на 1 км (рис. 12). Выше обсуждалась возможность частичной потери включениями углекислоты, что объясняет сравнительно низкие оценки давления.

Как уже говорилось, судя по жильной форме распространения пород "черной серии" в растекающейся головной части мантийного плюма, этот низкотемпературный расплав/флюид, содержащий CO_2 и H_2O , циркулировал там по трещинам отрыва. Его кристаллизация сопровождалась ретроградным кипением с выделением газообразного CO_2 . H_2O из-за существенно более высокой растворимости в силикатных магмах при давлениях в интервале 9—10.5 кбар (рис. 13), должна была оставаться в расплаве и расходоваться на формирование гидроксил-содержащих минералов: керсутита, флогопита, рёнита и др. Образующиеся газовые пузыри захватывались быстро растущими крупными кристаллами керсутита, приводя к появлению их "пузырчатых" разновидностей. Очевидно, что ретроградное кипение имело место в тех случаях, когда содержание флюидов в конкретной порции расплава превосходило некий порог насыщения, ниже которого кристаллизация шла обычным порядком. Сосуществование нормальных и "пузырчатых" разновидностей мегакристов может свидетельствовать о том, что содержание флюидов было близким к уровню этого порога.

Другой пример "пузырчатых" мегакристов, но уже клинопироксена, из вулкана Шаварын-Царам (Монголия), был описан В.И. Коваленко с коллегами [1986]. Ими было показано, что метасоматические изменения шпинелевых лерцолитов мантии, обеспечившие в конечном счете появление этих мегакристов, а также небольшой клинопироксен-гранатовой друзы, происходили при температуре 1100°С и давлении, предположительно, 15–20 кбар, т.е., возможно, при более высоких *РТ*-параметрах, чем охарактеризованные выше мегакристы керсутита, которые в Шаварын-Цараме отсутствуют.

Таким образом, мы полагаем, что появление рассмотренных "пузырчатых" мегакристов керсутита и, вероятно, клинопироксена в Шаварын-Цараме, связано с их кристаллизацией в условиях ретроградного кипения расплава, сопровождавшимся выделением пузырьков газообразного CO₂.

Проблема происхождения высокожелезистых шарообразных включений

Как уже указывалось выше, в мегакристах керсутита иногда наблюдаются микроскопические первичные шарообразные пористые включения с газовыми пустотками, сложенные преимущественно магнетитом и пирротином. Скорее всего, они являются затвердевшими каплями высокожелезистой флюидонасыщенной жидкости, существовавшими в кристаллизующемся расплаве/флюиде и захваченными в процессе роста граней керсутита-хозяина. При этом, как следует из (см. рис. 4б, г) следы их существования устанавливаются также в краях многих газовых пустот, куда они, вероятно, были выдавлены в процессе роста этих пузырей путем их заполнения новообразующимся высокоплотным газом.

Все это свидетельствует о том, что на момент ретроградного кипения в кристаллизующемся расплаве/флюиде, не смешиваясь с ним, уже существовали взвешенные капли высокожелезистой жидкости. Иными словами, здесь мы имеем дело с процессом ликвации флюидонасыщенного расплава на несмесимые флюидонасыщенные высокожелезистую (рудную) и силикатную жидкости, пример того, как выглядит подобная ликвация в природе.

Находка микроскопических железистых шариков в качестве включений в мегакристах керсутита не является уникальным явлением и устанавливается и в других местонахождениях мантийных ксенолитов во внутриплитных базальтах Сирии [Nasir, 2009].

Как видно из рис. 5 и 6, рассмотренные шарообразные включения в керсутите на 80-90% состоят из магнетита и, значительно реже, из пирротина. Так что в общих чертах можно сказать, что состав исходной высокожелезистой жидкости был близок к магнетиту с примесью Ni, а также Mg, SiO₂, Ca, Al, Na, K, и летучих компонентов, скорей всего, серы, H₂O и CO₂. Наличие в пустотках следов окисления материала (см. рис. 6б), по-видимому, подтверждает присутствие во флюидах H₂O. Судя по присутствию в краевых частях некоторых пустоток "раздавленных" зерен титаномагнетита (см. рис. 46, в), в составе шариков мог принимать участие также Ti.

Состав этого несмесимого рудного расплава был не очень однородный, что хорошо согласуется с не очень однородным составом самого расплава/флюида по крайней мере в отношении содержаний в нем флюидных компонентов (см. выше).

Следы существования подобной высокожелезистой жидкости в интрузивном процессе были описаны в ряде работ, в частности, нами, на примере феррогабброидов Елетьозерского сиенитгаббрового комплекса в Северной Карелии. происшедшего за счет умеренно-щелочных Fe-Ti пикробазальтов [Шарков, Чистяков, 2018 и ссылки в этой работе]. Капли этой низкотемпературной жидкости располагаются в интерстициях между зернами кумулуса феррогабброидов. Они окружены специфическими концентрически-зональными коронитовыми структурами, сложенными в основном керсутитом и флогопитом, иногда с оливином, которые сформировались за счет флюидов, выделившихся при затвердевании капель этой жидкости. Развитие таких корон свидетельствует о том, что данный титанистый высокожелезистый расплав содержал и другие компоненты (SiO₂, Mg, Ca, Al, Ba, Na, К и др.), а также летучие, в том числе H₂O и CO₂ [Шарков, Чистяков. 2018]. Так что, по-вилимому, появлению железорудно-силикатной ликвации способствовало наличие в исходном расплаве флюидных компонентов.

Как уже указывалось выше, другой разновидностью "пузырчатых" мегакристов являются клинопироксены, найденные в вулкане Шаварын-Царам, Монголия [Коваленко и др., 1984]. Они, в отличие от рассмотренных мегакристов керсутита с включениями затвердевших капель высокожелезистой жидкости, содержат мелкие округлые включения сульфидно-силикатного материала (в том числе пирротин с содержанием Ni 2.5–3.5 мас. %), который, по мнению этих исследователей, также имеет ликвационное происхождение.

Таким образом, судя по имеющимся данным, в обогащенных флюидами разновидностях базальтовых расплавов, связанных с мантийными плюмами, имеет место ликвация на несмешивающиеся флюидонасыщенные силикатную и рудную (высокожелезистую и/или сульфидную) жидкости.

Формирование ксенолитов и их последующие преобразования

Какова была дальнейшая последовательность событий? По-видимому, вскипание расплава/флюида "черной серии" в обогащенных флюидами участках головной части мантийного плюма должно было привести к массовому выделению пузырьков газа в очагах плавления и,



Рис. 14. Спектры распределения РЗЭ в модельном расплаве, равновесном керсутиту, в сравнении с составом пирокластики из конуса Телль-Данун.

соответственно, к появлению под его верхним охлажденным краем участков с избыточным давлением. Когда это давление превышало предел прочности кровли, происходил выброс глубинного материала на поверхность. Судя по строению базальтовых плато, это могло происходить как в форме выдавливания вспененной массы, так и вулканического взрыва с образованием соответственно шлаковых или пирокластических конусов, содержащих фрагменты верхнего охлажденного края мантийного плюма – мантийные ксенолиты. Упоминавшееся выше цепочечное расположение конусов, по-видимому, свидетельствует о том, что во многих случаях триггерами подобных извержений являлись синтектонические разломы. При этом резко снижались прочность кровли магматических очагов, и также резко повышалось давление в них из-за вскрытия и дегазации газовых пузырей в "пузырчатых" породах. По-видимому, оба эти обстоятельства, взятые совместно, и провоцировали вулканические взрывы с образованием пирокластических конусов, а при пониженном давлении в очаге – шлаковых.

Чтобы определить связь мегакристов с вмещающими их породами, нами был рассчитан редкоземельный состав равновесного расплава с использованием средних коэффициентов распределения, по [Irving, Frey, 1984]. На рис. 14 видно, что спектры распределения модельных расплавов близки к таковым для пирокластики конуса Телль-Данун, расположенного на плато Харрат-Аш-Шамах (Harrat Ash Shamah) к югу от плато Эль-Габ и близкого к нему по составу [Sharkov et al., 1996]. Это предполагает, что мегакристы были в равновесии с расплавами, участвовавшими во взрывных явлениях.

Поскольку взрыв представляет собой быстропротекающий физический процесс высокоскоростного расширения, то там происходит значительное выделение энергии, сопровождающееся тепловым воздействием на окружающую среду [Андреев и др., 2004]. Очевидно, это и приводило к оплавлению поверхности мантийных ксенолитов "черной серии", на что уже обращалось внимание выше. Ксенолиты "зеленой серии" образованы более тугоплавким материалом и поэтому не оплавлялись. Они могли только "окатываться" в процессе многокилометрового подъема за счет столкновений обломков друг с другом, часто приобретая овальную форму нодулей.

В нашем случае газовые пузыри формировались в кипящем расплаве при давлении 9.1-10.5 кбар, т.е. на глубине порядка 30 км (см. выше) и вряд ли могли сохраниться в условиях низких давлений. Скорей всего, они были дегазированы в процессе извержения, после чего они уже были представлены в основном оплавленными пустотами. Дегазация таких газовых включений могла происходить на разных стадиях вулканического процесса. Во-первых, и, по-видимому, главным образом, на стадии зарождения извержения, еще в мантии, при вулканическом взрыве, сопровождавшемся механическим взламыванием пород верхнего охлажденного края мантийного плюма. Именно там находились участки интенсивного флюидозависимого плавления и последующей кристаллизации расплава/флюида "черной серии". Во-вторых, это могло происходить в процессе транспортировки этих фрагментов к дневной поверхности, в вулканическом канале, и, в-третьих, – при падении ксенолитов вместе с другими продуктами взрыва на поверхность земли, о чем свидетельствуют свежие сколы по спайности мегакристов. В любом случае, в настоящее время это пустоты ("слепки" пузырей некогда содержавшегося в них высокоплотного газа), и газовой фазы в них уже практически не сохранилось за исключением единичных мелких включений.

Природа мантийных флюидов

Согласно современной парадигме, возникновение КИП связано с подъемом мантийных плюмов. Они зарождаются на границе жидкого внешнего железного ядра и мантии за счет проникновения в низы мантии "ядерных" флюидов, обеспечивающих повышенную плавучесть материала мантийных плюмов [Maruyama, 1994; Добрецов и др., 2001; French, Romanowicz, 2015 и др.]. Иными словами, согласно этой модели, мантийные плюмы, в том числе и обеспечивающий формирование Афро-Аравийской КИП, должны состоять из вещества нижней мантии и "ядерных" флюидов.

По-видимому, к числу таких флюидов нужно в первую очередь отнести два главных типа флюидов — карбонатный и водно-силикатный, которые играют важную роль в эволюции магматических систем, связанных с декомпрессионным плавлением головных частей мантийных плюмов (см. выше). Это подтверждается удивительно устойчивым составом мантийных ксенолитов, равно как и содержащих их умеренно-щелочных базальтов-хозяев типа OIB (базальты океанических островов), которые практически не различаются во всем мире, независимо от того, найдены они на континенте или в океане, в Арктике или Антарктике [Ионов, 1988; McDonough, 2014 и ссылки в этих работах]. Как уже говорилось, эти ксенолиты представлены двумя качественно разными типами вещества: шпинелевыми перидотитами "зеленой серии" и секущими их жилами амфибол- и флогопит-содержащих пород флюидозависимой "черной серии". Судя по устойчивости таких ассоциаций во всем мире, эти два типа вещества изначально входили в состав мантийных плюмов, характеризуя собой их мантийный матрикс и "ядерную" флюидную составляющую соответственно [Шарков, Богатиков, 2019].

Таким образом, можно сказать, что рассмотренные выше ксенолиты в базальтах являются фрагментами "плюмовой" мантии. В отличие от них, мантийные ксенолиты в кимберлитах, описанные во множестве публикаций (в частности [Доусон, 1983]), не связаны с мантийными плюмами. Они обычно образованы породами разной глубинности и природы, в том числе – алмаз-содержащими гранатовыми ультрамафитами и эклогитами. Все они являются фрагментами древней холодной мантийной литосферы, матрицы, через которую осуществлялся и осуществляется сейчас подъем мантийных плюмов. Иными словами, мантийные ксенолиты в базальтах и кимберлитах качественно различны и представляют собой два главных типа мантийного вещества: молодых мантийных плюмов и древней литосферной мантии соответственно.

выводы

1. Мегакристы "пузырчатого" керсутита, найденные совместно с ксенолитами зеленых шпинелевых перидотитов в пирокластическом конусе Tel Ghazal, скорее всего, являются фрагментами пегматоидных разновидностей мантийных пород "черной серии". Исходные расплавы/флюиды этой серии образовались на заключительных стадиях развития магматической системы, по-видимому, в результате декомпрессионного флюидозависимого плавления головы мантийного плюма.

2. Показано, что "пузырчатая" структура некоторых мегакристов керсутита объясняется их кристаллизацией в условиях ретроградного кипения флюидонасыщенного расплава "черной серии", сопровождавшегося выделением пузырей высокоплотного CO₂. Овальные пустоты в керсутите ("пузыри") являются дегазированными "слепками" этих пузырей высокоплотного CO₂, захваченных растущими кристаллами. Сам CO₂ сохранился только в части мелких включений в керсутите-хозяине.

3. Показано, что формирование мегакристов "пузырчатого" керсутита произошло при температуре 1079–1096°С и давлении 9.17–10.51 кбар. Эти параметры хорошо согласуются с экспериментальными данными по стабильности керсутита.

4. Показано, что микроскопические шарообразные включения в мегакристах керсутита, образованные в основном, магнетитом, реже пирротином, по-видимому, изначально представляли собой взвешенные капельки несмесимой флюидонасыщенной высокожелезистой жидкости. Они появились в кристаллизующемся расплаве/флюиде первыми и являются свидетельством рудно-силикатной ликвации. Эти капли были захвачены растущими гранями кристаллов керсутита в форме невыдержанных цепочек.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают свою глубокую признательность доктору Самиру Ханна (Dr. Samir H. Hanna, General Establishment on Geology and Mineral Resources, Ministry of Petroleum and Mineral Resources, Damascus, Syria) за помощь в проведении полевых работ на территории Сирии в 1996 г.

Авторы также очень признательны А.А. Носовой и Е.В. Кислову за ценные замечания, которые способствовали улучшению статьи.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках госзадания Лаборатории петрографии ИГЕМ РАН. Исследования частично выполнены за счет бюджетных средств по госзаданию в рамках темы ГЕОХИ РАН № 0116-2019-0010 по теме "Новые комплексные подходы к фундаментальной проблеме изучения химического состава, трансформации и миграции наночастиц и легкоподвижных форм элементов в окружающей среде".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреев С.Г., Бабкин А.В., Баум Ф.А. и др. Физика взрыва / Под редакцией Л.П. Орленко / Изд. 3-е, перераб. и доп. М.: Физматлит, 2004. 656 с.

Бычкова Я.В., Синицын М.Ю., Петренко Д.Б. и др. Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 56–63.

Гирнис А.В., Рябчиков И.Д. Условия и механизмы генерации кимберлитовых магм // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47. № 6. С. 524–536.

Девяткин Е.В., Додонов А.Е., Шарков Е.В. и др. Рифтовая впадина Эль-Габ (Сирия): структура, стратиграфия, история развития // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1997. Т. 5(4). С. 55–67.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал ГЕО, 2001. 408 с.

Доусон Д. Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Недра, 1983. 304 с.

Ионов Д.А. Глубинные включения ультрамафитов в базальтах // Магматические горные породы. Т. 5. Ультраосновные породы / Под ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1988. С. 310–338.

Коваленко В.И., Соловова И.П., Наумов В.Б. и др. Мантийное минералообразование с участием углекислотно-сульфидно-силикатного флюида // Геохимия. 1986. № 3. С. 289–303.

Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В. и др. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Сирия. Л.: Недра, 1969. 216 с.

Фриш С.Э., Тиморева А.В. Курс общей физики. М.: Лань, 2009. 653 с.

Фролов Ю.Г. Курс коллоидной химии. Поверхностные явления и дисперсные системы. М.: Химия, 1989. 465 с.

Шарков Е.В. Мезозойский и кайнозойский базальтовый магматизм // Ред. Ю.Г. Леонов. Очерки геологии Сирии // Тр. ГИН. Вып. 526. М.: Наука, 2000. С. 177– 200.

Шарков Е.В., Богатиков О.А. Позднекайнозойская глобальная активизация геологических процессов Земли – тектоно-магматические аспекты // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 10. С. 3–21. (*Sharkov E.V., Bogatikov O.A.* Late Cenozoic global activization of geological processes in the Earth – tectono-magmatic aspects // Intern. Geol. Rev. 1987. V. 29. № 10. Р. 1135–1149).

Шарков Е.В., Богатиков О.А. Взаимодействие растекающейся головы мантийного плюма с древней литосферой: результаты изучения глубинных ксенолитов в базальтах и лампрофировых диатремах Западной Сирии // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 7. С. 899–915.

Шарков Е.В., Чистяков А.В. Коронарные структуры в феррогабброидах Елетьозерского интрузивного комплекса (Северная Карелия, Россия) как свидетельство существования богатого Fe расплава. 2. Происхождение высокожелезистой жидкости // Геохимия. 2017. № 7. С. 609–617.

Шилобреева С.Н., Кадик А.А., Луканин О.А. Растворимость летучих компонентов в силикатных расплавах // Флюиды и окислительно-восстановительные реакции в магматических системах / Под ред. А.А. Кадика. М.: Наука, 1991. С. 6–56. *Al-Mishwat A., Dawod S.* Geochemistry and Petrogenesis of Basaltic Rocks and Enclosed Xenoliths from the Ghab Pliocene Volcanic Field in Northwestern Syria // International Journal of Geosciences. 2021. V. 12. P. 667–688.

Brew G., Barazangi M., Al-Maleh A.K., Sawaf T. Tectonic and geologic evolution of Syria // GeoArabia. 2001. V. 6. P. 573–616.

Brey G.P., Köhler T. Geothermobarometry in 4-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers // J. Petrol. 1990. V. 31. P. 1353–1378.

Brown P. FLINCOR: a computer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data // Amer. Mineralogist. 1989. V. 74. P. 1390–1393.

Demeny A., Vennemann T.W., Homonnay Z. et al. Origin of amphibole megacrysts in the Pliocene-Pleistocene basalts of the Carpathian-Pannonian region // Geologica Carpathica. 2005. V. 56(2). P. 179–189.

Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2014. 653 p.

French S.W., Romanowicz B. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots // Nature. 2015. V. 525. P. 95–99.

Hansen S.E., Nyblade A.A., Benoit M.H. Mantle structure beneath Africa and Arabia from adaptively parameterized P-wave tomography: implications for the origin of Cenozoic Afro-Arabian tectonism // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. V. 319–320. P. 23–34.

Irving A.J., Frey F.A. Trace element abundances in megacrysts and their host basalts: constraints on partition coefficients and megacryst genesis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1984. V. 48. P. 1201–1221.

Ismail M., Delpech G., Cottin J.-Y. et al. Petrological and geochemical constraints on the composition of the lithospheric mantle beneath the Syrian rift, northern part of the Arabian plate // Eds M. Coltorti, M. Grégoire // Metasomatism in oceanic and continental lithospheric mantle // Geological Society Special Publication. 2008. V. 293. P. 223–251.

Leake B.E. Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral names // Am. Mineral. 1997. V. 82. P. 1019–1037.

Lustrino M., Sharkov E. Neogene volcanic activity of western Syria and its relationship with Arabian plate kinematics // J. Geodynamics. 2006. V. 42. P. 115–139.

Ma G.S.-K., Malpas J., Xenophontos C., Chan G.H.-N. Petrogenesis of latest Miocene-Quaternary continental intraplate volcanism along the northern Dead Sea Fault System (Al Ghab–Homs Volcanic Field), western Syria: evidence for lithosphere–asthenosphere interaction // J. Petrology. 2011. V. 52. P. 401–430.

Ma G.S.-K., Wang K.-L., Malpas J. et al. Melt-pockets and spongy clinopyroxenes in mantle xenoliths from the Plio-Quaternary 915 Al Ghab volcanic field, NW Syria: implications for the metasomatic evolution of the lithosphere // Eds A. Khan, F. Deschamps. The Earth's heterogeneous mantle. Cham: Springer International Publishing, 2015. P. 205–257.

Mayer B., Jung S., Romer R.L. et al. Petrogenesis of Tertiary hornblende-bearing lavas in the Rhon, Germany // J. of Petrology. 2013. V. 54. P. 2095–2123.

Maruyama S. Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. P. 24–49.

McDonough W.F. Compositional Model for the Earth's Core // Treatise on Geochemistry. The Mantle and Core. 2. Amsterdam et al.: Elsevier, 2014. P. 559–576.

Moore A., Belousova E. Crystallization of Cr-poor and Cr-rich megacryst suites from the host kimberlite magma: implications for mantle structure and the generation of kimberlite magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. V. 149. P. 462–481.

Nasir S. Multiphase Mineral Inclusions in Ferrikaersutite Megacrysts: Implications for Postmagmatic Alteration of the Kaersutite Host // Sultan Qaboos University SQU J. for Science. 2009. V. 14. P. 25–43.

Putirka K. Thermometers and barometers for volcanic systems // Eds K. Putirka, F. Tepley // Minerals, inclusions and volcanic processes // Rev. Miner. Geochem. Miner. Soc. Amer. 2008. V. 69. P. 61–120.

Ridolfi F. Amp-TB2: an updated model for calcic amphibole thermobarometry // Minerals. 2021. V. 11. P. 324.

Ryabchikov I.D., Sharkov E.V., Kogarko L.N. Rhönite from mantle peridotites in Syria // Bull. Tethys Geol. Soc. Cairo. 2010. P. 9–13.

Sharkov E., Bogina M., Chistyakov A. Magmatic systems of large continental igneous provinces // Geosci. Front. 2017. V. 8. № 4. P. 621–640.

Taylor W.R. An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite // Neues Jahrbuch fur Mineralogie-Abhandlungen. 1998. V. 172. P. 381–408.

Trifonov V.G., Dodonov A.E., Sharkov E.V. et al. New data on the Late Cenozoic basaltic volcanism in Syria, applied to its origin // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2011. V. 199. P. 177–192.

Ulrych J., Krmíček L., Teschner C. et al. Chemistry and Sr– Nd isotope signature of amphiboles of the magnesio-hastingsite–pargasite–kaersutite series in Cenozoic volcanic rocks: Insight into lithospheric mantle beneath the Bohemian Massif // Lithos. 2018. V. 312–313. P. 308–321.

Witt-Eickschen G., Seck H.A. Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer // Contr. Miner. Petrol. 1991. V. 106. P. 431–439.

Megacrysts of "Bubbly" Kaersutite in Neogene-Quaternary Volcanic Rocks of Northwestern Syria: Evidence for Crystallization in a Boiling Melt/Fluid

E. V. Sharkov^{1, *}, V. Yu. Prokofiev¹, A. V. Chistyakov¹, M. M. Bogina¹, and T. A. Gornostaeva²

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonethy lane, 35, Moscow, 119017 Russia

²Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Science, Kosygina str., 19, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: esharkov@mail.ru

The paper addresses megacrysts of "bubbly" kaersutite found among mantle xenoliths in the Al Ghab plateau basalts, northwestern Syria. Xenoliths as all xenoliths worldwide are represented by two varieties: green spinel peridotites (mainly lherzolites) and cross-cutting veins rocks of "black series" (mainly kaersutite hornblendites and kaersutite clinopyroxenites). It is believed that the parental melts/fluids of the "black series" were formed under decompressional fluid-assisted melting of the spinel peridotites of the mantle plume's head at the late stages of development of the plume-related magmatic systems. "Bubbly" kaersutite megacrysts are fragments of pegmatoid varieties of the "black series" rocks. They represent monocrystals up to 10 cm long, which contain numerous relatively large hollows partially filled with volcanic dust. It is shown that the "bubbly" structure of these megacrysts is explained by their crystallization during retrograde boiling of parental melt/fluid in the mantle plume head at a pressure of 9–10 kbar. The oval hollows initially represented bubbles of high-density carbon dioxide entrapped by growing crystals. These bubbles were likely degassed during eruption and CO₂ has been partially preserved only in some microscopic bubbles. It was also shown that the parental melt contained small suspended drops of fluid-saturated high-Fe liquid, which were likely derived through liquid immiscibility before to retrograde boiling of the melt/fluid.

Keywords: Al Ghab plateau, mantle plume, kaersutite megacrysts, hollows, retrograde boiling, liquid immiscibility