

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ РАСТЕКАЮЩЕЙСЯ ГОЛОВЫ МАНТИЙНОГО ПЛЮМА С ДРЕВНЕЙ ЛИТОСФЕРОЙ: РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННЫХ КСЕНОЛИТОВ В БАЗАЛЬТАХ И ЛАМПРОФИРОВЫХ ДИАТРЕМАХ ЗАПАДНОЙ СИРИИ

Е.В. Шарков, О.А. Богатиков

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

Проведенное нами изучение глубинных ксенолитов в меловых лампрофировых диатремах и в позднекайнозойских платобазальтах Западной Сирии показало, что вместо существовавшей в мелу древней нижней коры, сложенной гранатовыми гранулитами и эклогитоподобными породами, в позднем кайнозое на тех же глубинах появились мантийные перидотиты. Сделан вывод, что головные части локальных (вторичных) плюмов современного Афро-Аравийского мантийного термохимического плюма, ответственного за базальтовый магматизм региона, достигали основания древней верхней сиалической коры, где растекались, приводя к смещению существовавшей здесь ранее мафической нижней коры.

Мантийные термохимические плюмы, крупные изверженные провинции, глубинные ксенолиты, нижняя кора, мантийные флюиды, Сирия.

INTERACTION OF A SPREADING MANTLE PLUME HEAD AND THE ANCIENT LITHOSPHERE: STUDYING MANTLE XENOLITHS IN BASALTS AND LAMPROPHYRE DIATREMES OF WESTERN SYRIA

E.V. Sharkov and O.A. Bogatikov

Our study of mantle xenoliths in the Cretaceous lamprophyre diatremes and late Cenozoic plateau basalts in western Syria has shown that the ancient lower crust that existed in the Cretaceous and was composed of garnet granulites and eclogite-like rocks was replaced by mantle peridotites in the late Cenozoic. We conclude that the heads of the local (secondary) plumes of the present-day Afro-Arabian thermochemical mantle plume responsible for the regional basaltic magmatism reached the basement of the ancient upper sialic crust, where they spread, leading to a displacement of the mafic lower crust.

Thermochemical mantle plumes, large igneous provinces, mantle xenoliths, lower crust, mantle fluids, Syria

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время большинство исследователей полагают, что современная тектономагматическая активность Земли связана с подъемом мантийных термохимических плюмов, зарождающихся на границе внешнего железного ядра Земли и силикатной мантии [Miyamoto, 1994; Артюшков, 1995; Добрецов и др., 2001; и др.], что подтверждается современными данными сейсмической томографии [French, Romanowicz, 2015]. Однако при этом остается неясным, что именно представляет собой вещество мантийного плюма, что происходит при его внедрении в древнюю континентальную литосферу и как это влияет на глубинное строение конкретного региона.

Вопрос о вещественном составе термохимических плюмов осложняется тем, что в отличие от силикатной верхней мантии, нижняя мантия и особенно ее низы образована ювенильной ультрамафической ассоциацией, сложенной преимущественно оксидами (бриджманитом, феррипериклазом, CaSi-перовскитом и свободным кремнеземом); при этом состав нижней мантии в целом отличается от «пиролитовой» модели повышенным содержанием кремнезема и присутствием свободного кремнезема [Kaminsky, 2017]. Из этого следует, что нижнемантийное вещество по мере подъема к поверхности должно испытывать серьезные трансформации минерального состава, превращаясь в породы силикатной мантии умеренных глубин.

Считается, что генерация термохимических мантийных плюмов происходит в 200-километровом слое D'', развитым вдоль непосредственного контакта мантии с внешним жидким железным ядром. Там происходит инфильтрация из внешнего ядра в низы мантии высокожелезистого флюида/расплава, со-

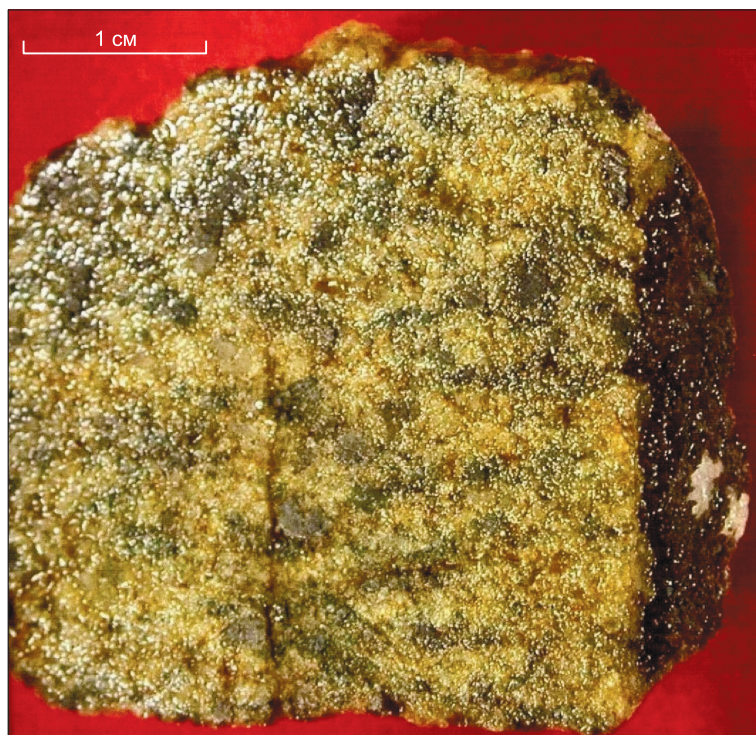
держашего 5—10 % легких элементов (С, N, O и Si), а также за счет частичного плавления углеродсодержащего нижнемантийного материала образуется карбонатитовый расплав, обогащаемый на границе ядро—мантия Р, F, Cl и другими летучими элементами [Kaminsky, 2017]. По-видимому, именно так происходит обогащение материала термохимических плюмов флюидными компонентами. Судя по тому, что продукты кристаллизации таких флюидов/расплавов («черная» серия ксенолитов в базальтах, см. ниже) обогащены Ti, Ba, щелочами, редкими землями и другими несовместимыми элементами, эти компоненты также входили в состав материала, поступавшего из жидкого ядра вместе с флюидами [Шарков, Богатиков, 20156].

Благодаря наличию флюидов, вещество мантийных плюмов обладает повышенной плавучестью и, согласно экспериментальным данным, может достигать умеренных глубин [Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2016]. В результате главным двигателем тектонических процессов становится растекание головных частей этих плюмов в толще литосферы, а адиабатическое плавление их вещества приводит к крупномасштабному внутриплитному базальтовому магматизму, известному в качестве крупных изверженных провинций (КИП) и горячих точек [Ярмолюк, Коваленко, 2003; Богатиков и др., 2010; Ernst, 2014]. О присутствии в веществе таких плюмов материала земного ядра свидетельствуют результаты изучения Os изотопии в базальтах КИП [Walker et al., 1997; Brandon et al., 1999; Puchtel et al., 1999].

Из имеющихся данных по строению фанерозойских КИП, обычно состоящих из нескольких субпровинций (например, Сибирской [Золотухин и др., 1986]), следует, что растекание верхней части мантийного плюма сопровождалось появлением распределенных по площади вторичных плюмов, «протуберанцев» на его поверхности. Причиной подъема таких «протуберанцев», скорее всего, было локальное накопление летучих компонентов, обеспечивавших дополнительную плавучесть материала [Добрецов и др., 2006]. Эти плюмы достигали умеренных глубин, а адиабатическое плавление их головных частей приводило к появлению магматических систем.

Судя по геологическим данным и геохимическим особенностям магматизма КИП, термохимические мантийные плюмы в массовом количестве появились только в середине палеопротерозоя (около 2.35 млрд л. н.), сменив термические плюмы раннего докембрия, образованные деплетированными ультрамафитами, и с тех пор определяют главные черты геодинамического развития Земли [Шарков, Богатиков, 2010]. Вместе с тем, как уже говорилось, остается неясным, что представляет собой вещество термохимических плюмов, какой глубины достигают их головные части и что происходит в толще литосферы при внедрении в нее плюмов и растекания их головных частей. Одним из немногих доступных наблюдению источников петрологической информации об этих процессах являются глубинные ксенолиты, доставленные на поверхность щелочными Fe-Ti базальтами и базанитами.

В отличие от фрагментов литосферной мантии в кимберлитовых и лампроитовых трубках взрыва (диатремах), где развиты разнообразные гранатые ультрамафиты и эклогиты, в том числе алмазные



Соболев, 1974; Доусон, 1983; Лазько, 1988; и др.], популяции мантийных ксенолитов во внутриплитных (т.е. связанных с подъемом мантийных плюмов) умеренно-щелочных Fe-Ti базальтах и базанитах характеризуются во всем мире, на континентах и в океанах, удивительным однообразием [Ионов, 1988; Pearson et al., 2003]. Они представлены двумя главными типами: (1) наиболее распространенными шпинелевыми (иногда с небольшим присутствием граната) перидотитами «зеленой, или Cr-диоксидовой» серии и (2) более редкими образованиями «черной, или Al-Ti-авгитовой» серии, которые образуют жилы в породах «зеленой» серии (рис. 1).

Рис. 1. Жила черной серии (справа) в зеленом шпинелевом перидотите.

Фото Х. Даунс (H. Downes).

Рис. 2. Позднекайнозойские базальтовые плато Аравии.

Серым показаны главные базальтовые плато Аравии, черным — базальтовое плато, где проводились наши работы.

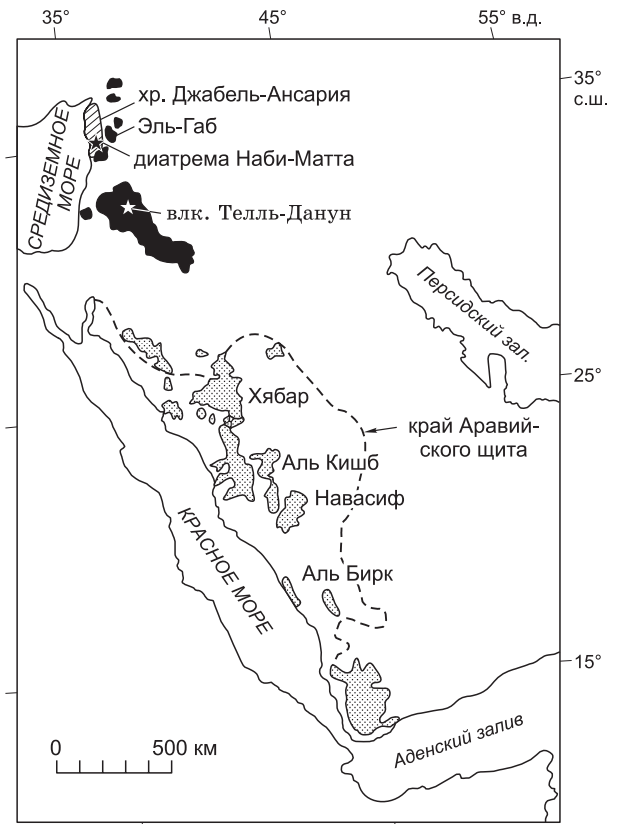
Удивительное единообразие по всему миру мантийных ксенолитов и содержащих их однотипных же внутриплитных умеренно-щелочных Fe-Ti базальтов типа OIB (базальты океанических островов), а также отсутствие зависимости от конкретной геологической обстановки может быть обеспечено только однородным составом породивших их мантийных термохимических плюмов, которые, по определению, имеют одно и то же происхождение. Поэтому мы полагаем, что мантийные ксенолиты являются обломками верхних, охлажденных в контакте с холодной древней литосферой краев головных частей мантийных плюмов. Они выносятся новообразованными базальтами, поступающими из нижележащей зоны адиабатического плавления, и, по нашему мнению, представляют собой образцы самого плюмового вещества [Шарков, Богатиков, 2015a; Sharkov et al., 2017]. По-видимому, шпинелевые перидотиты представляют собой первичное вещество голов мантийных плюмов, не подвергавшееся адиабатическому плавлению, которое происходит в их внутренних частях, максимально удаленных от контактов. Скорей всего, они представляют собой трансформированное в условиях умеренных глубин вещество нижнемантийных ультрамафитов. Наличие в этих лерцолитах ортопироксена свидетельствует о повышенной кремнеземистости протолита, что характерно для нижнемантийных образований (см. выше).

Следы существования в веществе шпинелевых лерцолитов высокоплотных «ядерных» флюидов, по-видимому, сохранились в форме богатых несовместимыми элементами пленок между зернами этих перидотитов, установленных как в мантийных ксенолитах из континентальных рифтов, так и океанических островов [Грачев, Комаров, 1994]. Сами же флюиды, как будет показано ниже, скорее всего, были удалены в результате декомпрессионной дегазации еще в условиях мантии. Они принимали участие в адиабатическом плавлении вещества головы плюма, а их избытки — в метасоматических процессах, приводивших к локальному инконгруэнтному («вторичному») плавлению перидотитов ее верхней охлажденной каймы и образованию флюидов/расплавов, родоначальных для пород «черной» серии (см. ниже).

Особый интерес для понимания взаимоотношений литосферы с мантийными плюмами представляют случаи, когда внедрению последних и появлению связанного с ними внутриплитного базальтового магматизма предшествуют трубки взрыва (диатремы) лампрофиров или кимберлитов с ксенолитами пород древней литосферы, т.е. где имеется информация о том, что представляло собой глубинное строение данного региона до и после подъема плюма. К числу таких районов относится Западная Сирия (рис. 2), расположенная в пределах крупной позднекайнозойской Афро-Аравийской КИП [Ernst, 2014], где пространственно сближены местонахождения как нижнекоровых ксенолитов в среднемеловых лампрофировых диатремах [Шарков и др., 1992], так и мантийных ксенолитов в умеренно-щелочных базальтах кайнозоя [Шарков и др., 1996; Sharkov et al., 2017]. Поэтому целью настоящей работы является обсуждение на конкретном материале проблемы вещественного состава головной части мантийного термохимического плюма, а также ее взаимодействия с древней литосферой. Для сокращения текста мы использовали, за небольшими исключениями, опубликованные нами ранее данные химических и микрондовиковых анализов, ссылки на которые даются в тексте.

МАНТИЙНЫЕ КСЕНОЛИТЫ В ПЛАТОБАЗАЛЬТАХ ЗАПАДНОЙ СИРИИ

Территория Сирии представляет собой древнюю платформу с докембрийским фундаментом, сложенным гнейсами и мигматитами архея и палеопротерозоя, но в основном вулканогенно-осадочными



скорей всего, они представляют собой трансформированное в условиях умеренных глубин вещество нижнемантийных ультрамафитов. Наличие в этих лерцолитах ортопироксена свидетельствует о повышенной кремнеземистости протолита, что характерно для нижнемантийных образований (см. выше).

породами неопротерозоя, образованными в процессе Пан-Африканской орогении как в условиях континентального рифтогенеза, так и островодужной обстановки [Stern et al., 1991, 2016]. В палеозое и мезозое регион развивался в платформенном режиме и только начиная с середины миоцена стал областью интенсивного внутриплитного магматизма, последние всплески которого происходили уже в историческое время [Поникаров и др., 1969]. И если меловые диатремы содержат ксенолиты древней нижней коры, то мантийные ксенолиты в базальтах позднего кайнозоя характеризуют вещественный состав современной мантии региона.

Мантийные ксенолиты в базальтах Западной Сирии

Методика. Определение содержаний петрогенных и редких элементов в породах проведено рентгенофлуоресцентным методом на приборе X-RAY SPECTROMETER PW 2400 фирмы PHILIPS. Для некоторых проб содержания редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS с использованием квадрупольного масс-спектрометра PLASMA QUARD PQ2+TURBO фирмы VG INSTRUMENTS. Все измерения выполнены в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН.

Сирия является классическим районом развития позднекайнозойских платобазальтов, связанных с подъемом Афро-Аравийского мантийного плюма, корни которого, согласно данным сейсмической томографии, располагаются на границе с жидким ядром [Hansen et al., 2012]. Таким образом, здесь мы имеем дело с проявлением термохимического мантийного плюма в общепринятом понимании этого термина, и полученные нами выводы, по-видимому, могут быть распространены на большинство подобных ситуаций. Геологические, петрологические и геохронологические данные [Sharkov, Lebedev, 2017], а также данные сейсмической томографии [Schaeffer, Lebedev, 2013; Fascenna et al., 2013] свидетельствуют о том, что вещество этого мантийного плюма постепенно распространялось в северных румбах в толще литосферы на глубинах 50—100 км в форме своеобразного «рукава» от Афарской горячей точки на север через всю западную часть Аравийского полуострова вплоть до Кавказа. На всем своем протяжении этот «рукав» трассируется на поверхности крупными позднекайнозойскими базальтовыми плато, развивавшимися, по-видимому, над протуберанцами (вторичными плюмами) на поверхности самого плюма.

Мы изучили мантийные ксенолиты в базальтах на примере четвертичных вулканов Сирии: Телль-Данун (Tell Danun) в Южной Сирии, вулканическое плато Харрат-Аш-Шамах (Harrat Ash Shamah) и пирокластического конуса Тель Газал (Tel Ghazal) на плато Эль-Габ (Al Ghab), на северо-западе Сирии (см. рис. 2), где установлены ксенолиты и «зеленой», и «черной» серий [Шарков и др., 1996; Sharkov et al., 2017].

Как и в большинстве случаев, ксенолиты «зеленой» серии здесь представлены шпинелевыми перидотитами салатно-зеленого цвета с катакластической, реже протогранулярной структурой; они характеризуются присутствием Сг-диопсида, а также очень постоянным высоко-Mg составом оливина и пироксенов (mg# 88—92). Перидотиты варьируют по составу от преобладающих шпинелевых лерцолитов до истощенных шпинелевых гарцбургитов и даже шпинелевых дунитов; иногда встречаются зеленые шпинелевые пироксениты (преимущественно вебстериты). Последние образуют жилы в перидотитовой матрице и нередко характеризуются наличием тонких каемок гроссуляр-альмандин-пиропового граната вокруг зерен шпинели [Шарков и др., 1996]. Судя по появлению в некоторых ксенолитах «зеленой

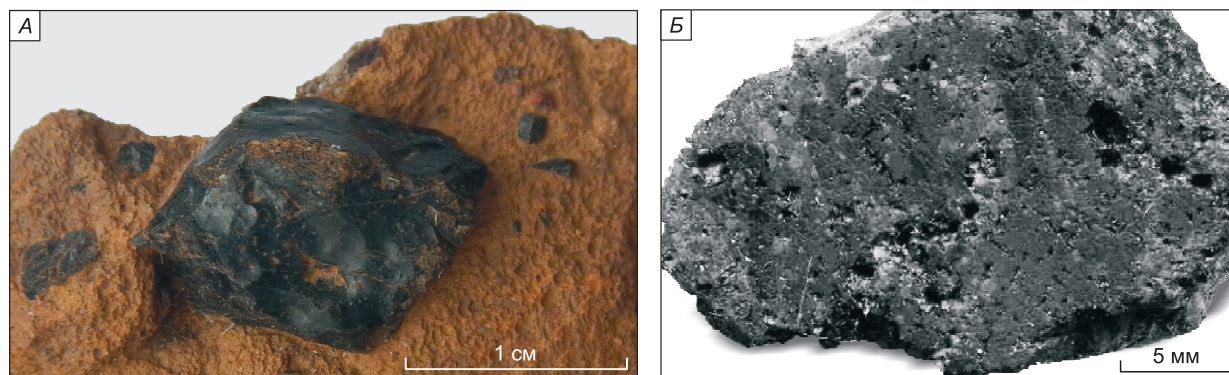


Рис. 3. Оплавленный мегакрист керсутита в базальтовой пирокластике (А) и газовые пустотки в ксенолите «черной серии» (Б).

Вулкан Телль-Данун, Южная Сирия (кол. Е.В. Шаркова).

Рис. 4. Содержания элементов в мантийных ксенолитах и базальтах-хозяевах, нормализованные к примитивной мантии (PM) и содержания РЗЭ — к хондриту CI.

Вулкан Тель-Данун, Южная Сирия.

серии» таких минералов, как керсутит, флогопит, апатит, карбонат и т. д., они локально и в разной степени подверглись мантийному метасоматозу [Шарков и др., 1996].

В отличие от «зеленой» серии, в ксенолитах «черной» серии большую роль играют Al-Ti-авгиты и водосодержащие фазы, такие как роговая обманка (керсутит-паргаситовой группы) и флогопит, а также рёнит [Ryabchikov et al., 2010]; оливин и пироксен здесь более железистые ($mg\# < 85$). Образования этой серии представлены верлитами, клинопироксенитами, амфиболовыми и флогопитовыми клинопироксенитами, керсутитовыми горнблендитами и др. Мегакристы Al-Ti-авгита, керсутита, оливина, ильменита, санидина и др., достигающие 5—10 см длиной, представляют собой фрагменты грубозернистых разновидностей пород этой же серии. В мегакристах, особенно керсутите, часто встречаются многочисленные газовые пустотки, что указывает на их происхождение из высокоплотного флюида/расплава, а сами они, в отличие от лерцолитов, нередко оплавлены по краям (рис. 3).

Происхождение пород «черной» серии дискуссионно. А. Ирвинг [Irving, 1980] рассматривал их как результат кристаллизации базанитовой магмы, проникавшей вдоль трещин в мантийный субстрат, реагируя с вмещающими породами с появлением водосодержащих минералов. С такой моделью трудно согласиться, так как породы «черной» серии отличаются от базальтов и базанитов минеральным составом, особенно преобладанием водосодержащих минералов. В отличие от А. Ирвинга, авторы [Wilshire et al., 1980] предполагали, что возникновение жил связано с проникновением в лерцолиты богатого железом водосодержащего флюида, кристаллизовавшегося в форме керсутита. По мнению этих исследователей, такой флюид вступал в реакцию с вмещающими лерцолитами, приводя к заметным вариациям в составе минералов и пород. К выводу об участии флюидов в мантийном минералообразовании пришли также В.И. Коваленко с коллегами [1986], изучавшие мантийные ксенолиты из щелочно-базальтового влк. Шаварын-Царам в Монголии. Они показали, что составы основных минералов и минералов-узников в микровключениях практически одинаковы и связаны с их образованием из высокоплотного флюида/расплава. Иными словами, важная роль флюидных компонентов в петрогенетических процессах в головных частях мантийных плюмов сейчас сомнений не вызывает.

Это подтверждается и геохимическими особенностями изученных нами ксенолитов и мегакристов, а также умеренно-щелочных Fe-Ti базальтов-хозяев влк. Тель-Данун (табл. 1). Как видно на рис. 4, деплетированные шпинелевые перидотиты характеризуются низкими содержаниями несовместимых элементов и сильно отличаются от образований «черной» серии (в данном случае – мегакристов керсутита), которые, в свою очередь, близки по составу к геохимически-обогащенным щелочно-базальтовым лавам. Из этого следует, что в условиях деплетированного перидотитового матрикса мантийного плюма специфическая геохимия внутриплитных базальтов могла обеспечиваться только присутствием

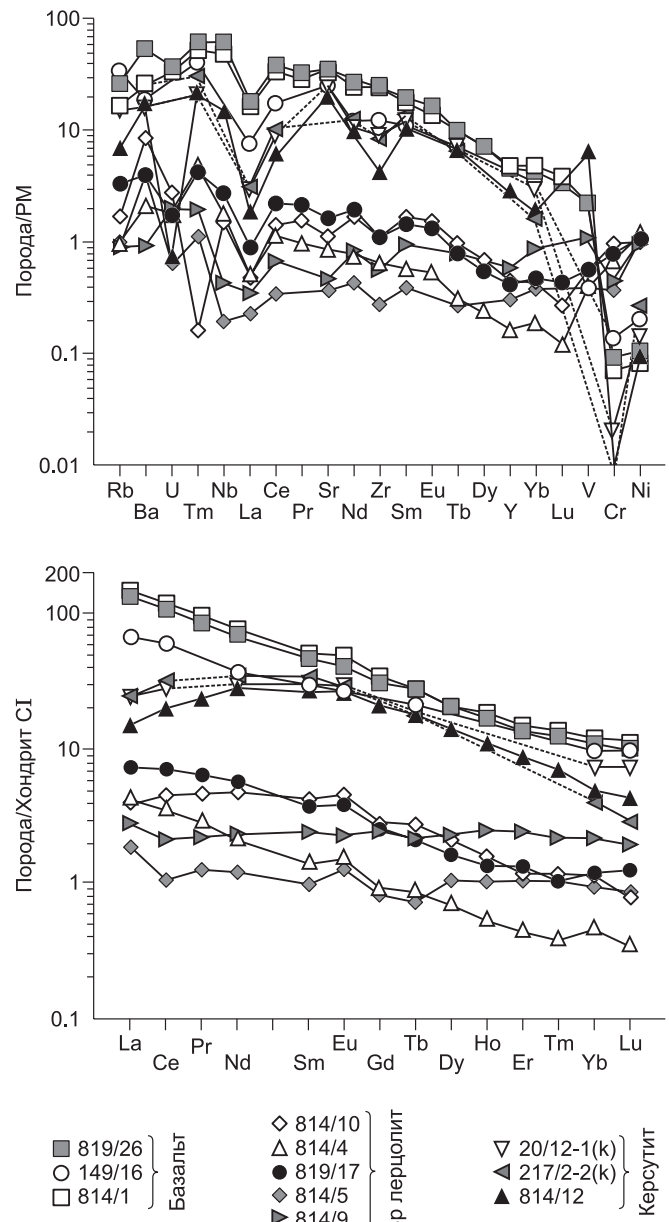


Таблица 1.

**Составы мантийных ксенолитов и вмещающих их базальтов.
Вулкан Телль-Данун, Южная Сирия [Sharkov et al., 2017]**

Компонент	№ пробы										
	149/16	814-1	819-26	20/12-1	217/2-2	814/12	814-4	814-10	819-17	814/5	814/9
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	47.32	44.73	44.90	44.28	43.67	39.81	38.93	40.55	41.58	41.28	44.46
TiO ₂	2.43	2.59	2.68	4.43	5.04	5.67	0.07	0.24	0.09	0.07	0.17
Al ₂ O ₃	14.91	14.97	14.00	13.40	13.33	14.03	1.09	1.70	2.44	2.04	3.46
Fe ₂ O ₃ *	13.06	14.41	14.29	13.40	13.74	11.21	8.84	13.71	11.71	9.07	7.70
MnO	0.15	0.20	0.20	0.11	0.06	0.10	0.14	0.22	0.18	0.14	0.13
MgO	9.20	8.69	8.72	10.96	9.17	13.12	45.22	40.89	40.35	44.04	38.62
CaO	9.57	8.52	8.61	10.63	9.41	10.83	0.97	1.67	1.91	1.68	3.58
Na ₂ O	2.75	3.76	3.49	2.40	2.86	2.60	0.12	0.19	0.34	0.16	0.32
K ₂ O	0.82	1.17	1.58	0.88	1.46	1.59	0.03	0.05	0.11	0.06	0.10
P ₂ O ₅	0.31	0.63	0.71	0.16	0.12	0.03	0.02	0.03	0.03	<0.02	<0.02
П.п.п.	н.д.	<0.10	<0.10	н.д.	н.д.	0.70	3.81	<0.10	0.22	0.28	0.52
Сумма	100.5	99.67	99.18	100.65	98.86	99.69	99.24	99.25	98.96	98.82	99.08
Li	н.д.	7.7	15	н.д.	н.д.	5.5	1.9	6.6	11	2.7	2.4
Sc	24.2	22	16	26.8	24.2	32	7.7	8.0	11	6.8	16
V	н.д.	185	185	н.д.	н.д.	524	34	45	46	32	89
Cr	392	187	248	52.3	18	16	1802	2590	2094	986	1216
Co	64.9	51	52	78.7	86.7	65	118	112	111	108	88
Ni	430	164	204	267	518	188	2419	2011	2075	2227	1953
Cu	н.д.	58	76	н.д.	н.д.	52	7.4	10	18	5.9	60
Rb	25.3	12	18	10.5	»	4.9	0.67	1.2	2.3	0.70	0.64
Sr	622	816	776	575	»	473	20	26	38	8.5	11
Y	н.д.	23	22	н.д.	»	14	0.79	2.2	2.0	1.5	2.9
Zr	143	279	272	98	93	46	7.2	12	12	3.1	6.4
Nb	н.д.	39	49	н.д.	н.д.	12	1.5	1.2	2.2	0.16	0.35
Ba	155	195	413	119	191	130	16	64	30	30	7.0
La	15.6	31	35	5.56	5.77	3.5	1.0	0.92	1.7	0.44	0.67
Ce	36.3	65	73	16.7	19.3	12	2.2	2.7	4.3	0.65	1.3
Pr	н.д.	8.0	9.0	н.д.	н.д.	2.2	0.27	0.43	0.60	0.12	0.21
Nd	16.6	32	35	13.8	16.1	13	0.98	2.2	2.6	0.56	1.1
Sm	4.5	6.9	7.6	4.62	5.13	4.0	0.22	0.63	0.54	0.15	0.37
Eu	1.53	2.3	2.8	1.66	1.64	1.5	0.09	0.26	0.22	0.072	0.13
Gd	н.д.	6.2	7.0	н.д.	н.д.	4.3	0.19	0.56	0.52	0.17	0.49
Tb	0.78	1.0	1.0	0.69	0.65	0.67	0.033	0.10	0.079	0.027	0.080
Dy	н.д.	5.2	5.2	н.д.	н.д.	3.6	0.18	0.52	0.41	0.27	0.57
Ho	н.д.	1.0	0.94	»	»	0.63	0.031	0.088	0.076	0.058	0.14
Er	н.д.	2.4	2.2	»	»	1.4	0.074	0.20	0.22	0.17	0.40
Tm	н.д.	0.34	0.32	»	»	0.18	0.010	0.029	0.026	0.026	0.055
Yb	1.598	2.0	1.8	1.22	0.672	0.83	0.080	0.19	0.20	0.16	0.37
Lu	0.248	0.28	0.25	0.181	0.073	0.11	0.009	0.020	0.032	0.022	0.049
Hf	3.72	5.6	5.6	2.24	2.72	1.5	0.06	0.14	0.23	—	0.015
Ta	1.86	2.2	2.7	0.88	1.31	0.96	0.21	0.007	0.18	0.048	0.085
Pb	н.д.	3.8	6.4	н.д.	н.д.	1.7	1.4	2.0	0.88	2.2	0.38
Th	1.19	2.7	3.0	2.16	1.9	н.д.	0.12	0.091	0.13	—	—
U	2.07	0.89	0.96	н.д.	н.д.	0.020	0.047	0.071	0.046	0.017	0.052

Примечание. Содержания главных компонентов в мас.%, редких и редкоземельных — в г/т. н.д. — нет данных; прочерк — содержания ниже предела обнаружения. Породы: 1—3 — базальты-хозяева; 4—6 — керсутит; 7 — Sr гарцбургит; 8—11 — Sr перцолит. Коллекция Е.В. Шаркова [Sharkov et al., 2017]. Анализы выполнены в ЦКП «ИГЕМ-Аналитика».

* Приведено суммарное железо в виде Fe₂O₃.

в зоне адиабатического плавления флюидных компонентов, обогащенных Fe, Ti, щелочами, легкими РЗЭ, Ba, Nb, Ta и другими несовместимыми элементами [Sharkov et al., 2017].

Таким образом, судя по составу ксенолитов, верхняя охлажденная кайма плюма была образована двумя главными типами вещества: (1) матрицей, состоящей из деплетированного ультрамафического материала «зеленой серии», и (2) жилами пород «черной серии», кристаллизовавшимися из высокоплотного флюида/расплава.

Мантийные флюиды

В мантийных ксенолитах в плиоцен-четвертичных платобазальтах плато Эль-Габ [Ma et al., 2015], а также во внутриплитных позднекайнозойских базальтах Европы [Downes, 2001] было выявлено существование двух агентов мантийного метасоматоза. Более ранний из них – карбонатитового типа, проникший в перидотитовый матрикс, представлял собой легкоподвижный низкосиликатный богатый CO₂ флюид/расплав, обогащенный ЛРЗЭ, Na, Th, U и Ba.

Второй, силикатный, тип флюида/расплава, проявившийся перед извержением, характеризовался привнесением Ti, Fe, P, K, Nb, Ta, Cs и других несовместимых элементов, а также воды. С ним связывается появление в перидотитах линзочек, сложенных тонкозернистым агрегатом оливина, Al-Ti-авгита, амфибола (керсутита), Ti-флогопита, санидина, андезина, ильменита и других минералов «черной» серии, а также вулканического стекла трахитового состава (рис. 5). Такие линзочки рассматриваются как затвердевшие «пакеты расплава» (melt-pockets), возникшие в результате инконгруэнтного («вторичного») плавления перидотитов [Ryabchikov et al., 2010; Ma et al., 2015], которые формировались в перидотитах охлажденной верхней кромки (каймы) растекающейся головы мантийного плюма [Шарков, Богатиков, 2015a]. При возникновении в породах этой каймы трещин отрыва новообразованный «вторичный» расплав отжимался в них с образованием жильных форм.

Таким образом, здесь установлено присутствие, по крайней мере, двух мантийных метасоматизирующих агентов, по-видимому, содержавшихся ранее в виде высокоплотных фаз в межзерновом пространстве материала перидотитовой матрицы плюма; они выделились при декомпрессии и участвовали в процессах адиабатического плавления, обеспечивая геохимические особенности базальтов.

Судя по тому, что мантийные ксенолиты встречаются преимущественно в пирокластических и шлаковых конусах и редки в лавах, избытки флюидов, не растворившихся в новообразованном базальтовом расплаве, накапливались над зоной адиабатического плавления, под охлажденной кромкой головы плюма, по-видимому, образуя своеобразные «пузыри». Оттуда они периодически прорывались на поверхность в форме пирокластики или выдавливались в виде шлаков, вынося большое количество ксенолитов. В промежутках между такими извержениями флюиды просачивались в перидотиты охлажденной кромки, приводя в конечном счете к появлению в них очагов инконгруэнтного («вторичного») плавления. Подробно процессы такого плавления рассмотрены на примере ксенолитов Сирии в работах [Ryabchikov et al., 2010; Ma et al., 2015], и здесь мы на них специально не останавливаемся.

Использование различных геотермометров [Brey, Köhler, 1990; Witt-Eickschen, Seck, 1991; Taylor, 1998; Putirka, 2008] показало, что первичные перидотиты «зеленой» серии формировались на глубинах 24–42 км (0.8–1.4 ГПа) при 896–980 °С, иногда до 1030 °С [Ryabchikov et al., 2010; Ma et al., 2015]. Минералы «расплавных пакетов» («черной серии») образовались при температурах 826–981 °С на глубинах 21–27 км (0.7–0.9 ГПа); иными словами, головная часть плюма здесь достигала глубины 21 км. Примерно на такой глубине располагается основание сиалической коры Аравийской плиты [Stern et al., 2016], что хорошо согласуется с редкостью находок в рассмотренных популяциях нижнекоровых ксенолитов.

Предполагаемая схема развития магматических систем крупных изверженных провинций (КИП), связанных с головными частями мантийных плюмов, приведена на рис. 6. Поскольку мантийные ксенолиты наблюдаются только в умеренно-щелочных Fe-Ti базальтах инициальных стадий

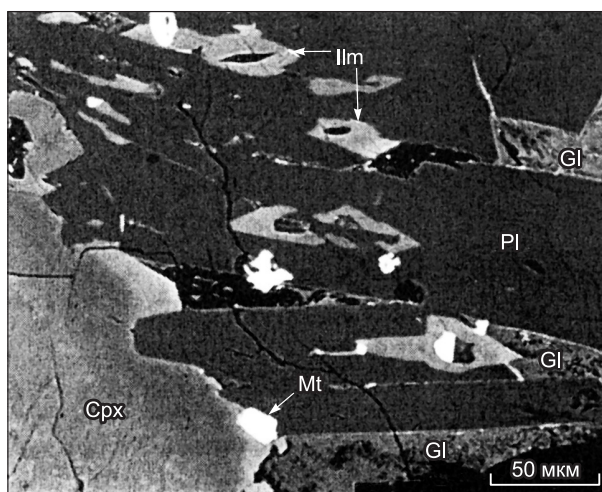


Рис. 5. Раскристаллизованный «расплавный пакет» в шпинелевом перидотите.

Плагиоклаз (Pl), магнетит (Mt), ильменит (Ilm) и девитрифицированное стекло трахитового состава (Gl); слева — корродированный первичный клинопироксен (Cpx). Снято в отраженных электронах (BSE) [Ryabchikov et al., 2010].

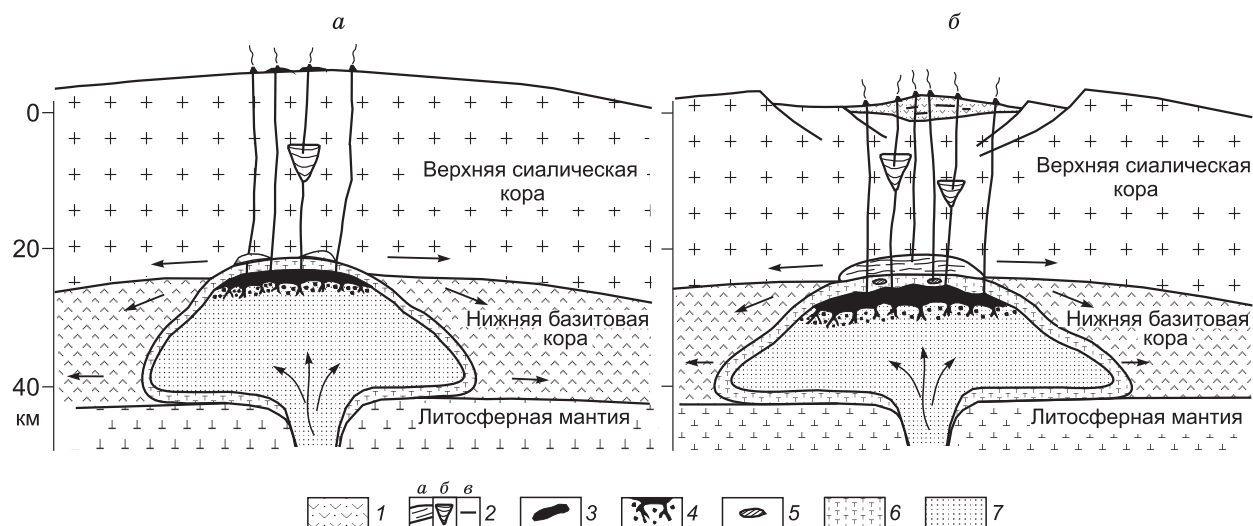


Рис. 6. Схема строения магматических систем крупных изверженных провинций:

a — начальная стадия; *б* — зрелая стадия. 1 — вулканогенно-осадочные породы, 2 — промежуточные магматические очаги: *a* — на границе головы плюма и коры (андерплейтинг), *б* — расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы, *в* — малоглубинные силлы; 3 — базальтовый расплав; 4 — зоны адиабатического плавления; 5 — реститы; 6 — краевая охлажденная кайма головы плюма; 7 — свежий материал, поступающий в головную часть мантийного плюма.

существования этих магматических систем, мы полагаем, что именно такие базальты были первыми выплавками при адиабатическом плавлении головы плюма. По мере развития магматических систем возникали промежуточные очаги (крупные расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузивы), где происходило накопление расплавов, процессы их кристаллизационной дифференциации, смешения магм и их контаминация материалом вмещающих пород, благодаря чему лавы, поступающие на поверхность, могли сильно отличаться от исходных [Шарков, Богатиков, 2015a]. Наиболее крупные из таких очагов развивались вдоль границы головы плюма с вышележащей литосферой, обеспечивая явление андерплейтинга (подслаивания) в понимании Р. Рудника [Rudnick, 1960] (см. рис. 6, б). Фрагменты пород из зоны андерплейтинга встречаются в лавах в форме «родственных» ксенолитов габбро и феррогаббро.

Из приведенных данных следует, что:

1. Изученные ксенолиты «зеленой» и «черной» серий, скорее всего, являются фрагментами верхней мощной охлажденной каймы головы плюма, располагавшейся на глубине от 21 до 27 км; ее температура варьировала от 826 до 981 °С (местами до 1030 °С). Эти ксенолиты являются представителями двух главных разновидностей вещества мантийных плюмов (перидотитового матрикса и флюидных компонентов), участвовавших в магмообразовании.

2. Перидотитовый матрикс верхней охлажденной каймы головы плюма образован деплетированным ультрамафическим материалом шпинелевой фации глубинности, не успевшим гомогенизироваться в процессе подъема с глубины 42 до 21 км.

3. Мантийные флюиды, участвовавшие в процессах генерации базальтовых магм и мантийного метасоматоза в головных частях плюмов, изначально присутствовали в веществе плюмов, и, по нашему мнению, могли являться флюидами, поступившими из жидкого ядра при формировании термохимического плюма. В составе этих флюидов, согласно полученным данным по процессам метасоматоза, инконгруэнтного плавления и составу пород «черной серии», важную роль играли Fe, Ti, Si, Na, K, P, Ba, Nb, Ta, LPЗЭ и др., а также вода и CO₂.

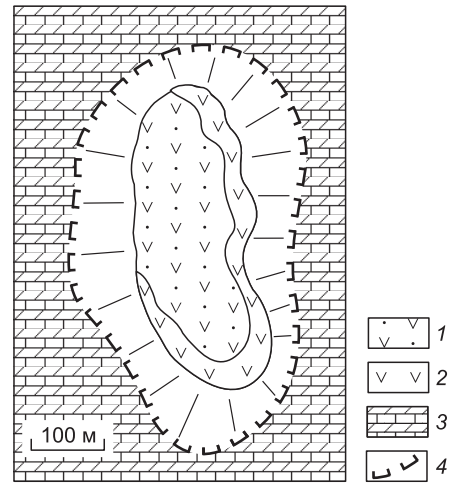
4. Выделяются два типа самостоятельных расплавов, связанных с мантийными плюмами: а) резко преобладающие по масштабу продукты адиабатического плавления их головных частей (базальты) и б) имеющие подчиненное развитие продукты инконгруэнтного плавления перидотитов внешней охлажденной каймы плюмов под влиянием горячих флюидов, поступавших из нижележащей зоны адиабатического плавления (породы «черной» серии, включая мегакристы и вулканическое стекло трахитового состава).

НИЖНЕКОРОВЫЕ КСЕНОЛИТЫ В МЕЛОВЫХ ЛАМПРОФИРОВЫХ ДИАТРЕМАХ ЗАПАДНОЙ СИРИИ

Такие диатремы были изучены нами в процессе совместных советско-сирийских исследований в 1980-х годах на территории Западной Сирии совместно с сирийскими геологами С. Ханна, Х. Бассам,

Рис. 7. Геологическая карта диатремы Рбанд.

1 — кора выветривания по пирокластике, частично перекрытая современными осадками; 2 — лампрофировая пирокластика с вулканическими бомбами базальтов, ксенолитами нижней коры и мегакристами; 3 — юрские известняки и доломиты; 4 — края диатремы.



С. Али и Э. Джермакани, а также группой новосибирских специалистов по руководством Н.В. Соболева [Соболев и др., 1990]. Диатремы обычно представляют собой овальные кратеры в юрских и нижнемеловых известняках диаметром 500—1500 м и глубиной 400—500 м (рис. 7) или, реже, линзы пирокластики (рис. 8). На их дне наблюдаются пирокластические породы с нижнекоровыми ксенолитами (шпинелевыми габбро-норитами, гранатовыми габбро, гранатовыми гранулитами, эклогитоподобными породами, а также мегакристы граната, керсутита, высоко-А1 авгита и др.) и небольшие потоки базальтов. Цепь таких диатрем (Рбанд (Rband), Бургал (Burgal), Кадмус (Kadmus) и др.) прослеживается от района г. Кардаха (Kardaha) на юг вплоть до района г. Хайфа (Haifa) (гора Кармель (Carmel)) в Израиле. Судя по геологическим и изотопным данным (К-Аг метод), эти диатремы формировались в интервале от 123 до 110 млн л. н. [Esperanca, Garfunkel, 1986; Mittlefehld, 1986; Шарков и др., 1988].

Крупнейшая диатрема горы Наби-Матта (Nabi-Matta) находится в южной части хр. Джебель-Ансария (Jabel Ansaria Ridge), примерно в 70 км к югу от г. Латакия (Latakia). Она представляет собой линзу пирокластического материала лампрофирового состава (табл. 2) площадью ~40 км² и мощностью до 100—150 м (см. рис. 8). Пирокластика прорывает известняки альба—апта с потоком меловых базальтов и перекрывается сеноманскими известняками, а затем — плиоценовыми умеренно-щелочными Fe-Ti базальтами расположенного по соседству небольшого влк. Джебель Сейда (Jabel Seida), содержащего

Таблица 2. **Химические составы пород диатремы Наби-Матта и нижнекоровых ксенолитов [Шарков и др., 1992]**

Компонент	138-1	122	124-4	72-1	72-2	125-7	138-8	164-4	125-6	138-9
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	28.70	35.30	45.62	43.00	44.75	46.00	40.46	50.16	47.22	40.80
TiO ₂	1.78	0.84	1.16	2.26	2.02	0.72	4.53	2.21	3.04	0.55
Al ₂ O ₃	7.20	9.61	17.97	13.30	12.39	11.08	14.28	14.08	17.59	22.20
Cr ₂ O ₃	0.02	0.06	0.04	—	0.06	0.30	0.08	0.03	—	0.01
Fe ₂ O ₃	5.02	5.00	5.16	6.44	5.06	3.60	5.79	5.35	2.90	2.05
FeO	3.13	4.23	7.58	5.06	8.65	6.00	12.24	6.72	6.38	10.00
MnO	0.11	0.22	0.35	0.16	0.16	0.37	0.19	0.19	0.15	0.31
MgO	12.71	17.45	6.20	11.77	9.46	13.27	10.54	7.05	7.86	17.14
CaO	17.95	9.44	9.96	10.36	9.36	14.64	8.01	5.93	9.84	4.80
Na ₂ O	0.36	0.70	2.28	2.80	2.24	1.10	0.96	2.14	2.25	0.10
K ₂ O	0.90	0.96	0.76	1.03	1.14	0.70	0.94	2.50	1.10	0.59
P ₂ O ₅	0.38	0.50	0.41	0.62	0.55	0.02	0.02	0.62	0.01	н.о.
V ₂ O ₅	0.02	0.02	0.04	—	—	0.05	0.07	0.05	—	0.03
NiO	0.03	0.02	0.01	—	0.03	0.03	0.04	0.01	—	0.01
CoO	0.01	0.02	0.01	—	0.01	0.01	0.01	0.01	—	0.01
SO ₃	—	0.04	0.01	0.01	—	0.07	0.11	0.11	0.18	0.44
CO ₂	12.77	6.43	0.00	0.79	0.00	0.06	—	—	0.32	—
H ₂ O [±]	9.05	9.01	3.19	3.12	3.53	2.73	1.33	2.73	0.85	0.84
Сумма	100.14	99.85	100.75	100.72	99.55	100.75	99.60	99.88	99.69	99.88

Примечание. 1, 2 — лампрофировая пирокластика; в анализе 1 в сумму также включены (мас. %): ВаО = 0.16 и SrO = 0.039; 3 — базальтовая бомба в пирокластике; 4, 5 — перекрывающие базальты неогена; 6—10 — ксенолиты: 6, 7 — эклогитоподобные породы; в анализах 6 и 7 в сумму включены (мас. %): Rb₂O = 0.0019 и 0.0016, SrO = 0.0020 и 0.0109; ВаО = 0.0071 и 0.0016; 8, 9 — гранатовые гранулиты; 10 — мегакрист граната, н.о. — не определено.

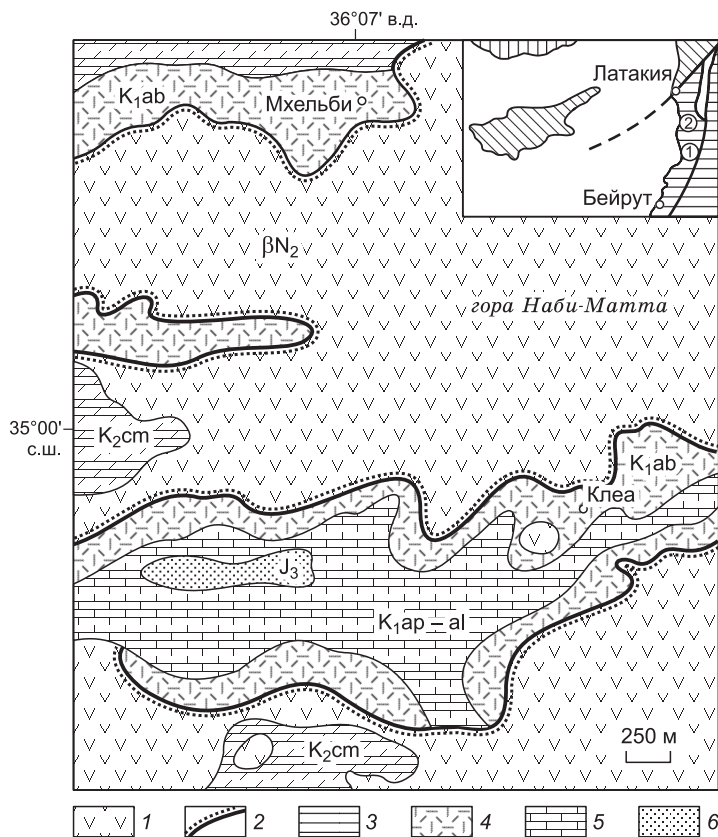


Рис. 8. Схема геологического строения лампрофировой диатремы Наби-Матта.

1 — неогеновые базальты; 2 — поток меловых базальтов; 3 — известняки сеномана; 4 — пирокластика лампрофирового состава; 5 — известняки апта—альба; 6 — известняки юры. На врезке: 1 — местоположение диатремы Наби-Матта; 2 — лампрофировые диатремы района г. Кардаха.

ксенолиты шпинелевых лерцолитов. Таким образом, здесь, на небольшой территории, наблюдаются глубинные ксенолиты разного возраста и состава.

Популяции глубинных ксенолитов в диатреме Наби-Матта

Популяции ксенолитов в диатреме Наби-Матта представлены тремя группами: 1) серия гранатовых гранулитов и эклогитоподобных пород; 2) мегакристы граната и сростки граната и высоко-Al авгита и 3) пегматоидные гранат-клинопироксен-роговообманковые породы [Шарков и др., 1992; Шарков, Богатиков, 2016]. Все ксенолиты обычно имеют неправильную-овальную или округлую форму (нодули) и нередко оплавлены по краям.

Среди ксенолитов преобладают типичные для континентальной нижней коры породы *эклогит-гранулитовой серии*, составляющие около 70 % всей популяции. В них иногда сохраняются реликты кумулятивных структур, и тогда породы было бы правильней назвать гранатовыми феррогаббро и гранатовыми ферроклинопироксенитами, как такие ксенолиты и называют в аналогичной диатреме горы Кармель [Esperanca, Garfunkel, 1986; Mittlefehld, 1986]. Однако в них, наряду с реликтами кумулятивных структур, преобладают гранобластовые и гнейсовидные структуры, типичные для кристаллических сланцев (рис. 9), из чего следует, что эти гранулиты образовались при метаморфизме феррогабброидов и ферроклинопироксенитов. Эклогитоподобные породы по модальному составу отвечают эклогитам, но характеризуются невысокими (4—7 %) содержаниями жадеитового компонента в клинопироксене при составе граната $Alm_{32-42}Grs_{15-19}Py_{43-48}$. При этом сам клинопироксен содержит от 5.14 до 8.69 мас. % Al_2O_3 при отсутствии хрома. Из других минералов присутствуют пикроильменит (3—8 об. %, далее — %) и в незначительных количествах плагиоклаз (<5 %) [Шарков и др., 1992].

В гранатовых гранулитах содержание плагиоклаза An_{25-27} составляет от 5 до 80 об. %, обычно 40—50 %; он содержит примеси P_2O_5 (0.11 мас. %) и BaO (0.36 мас. %). Из других минералов следует отметить гранат, близкий по составу к наблюдаемому в эклогитоподобных породах, и глиноземистый клинопироксен (от 4.04 до 5.63 мас. % Al_2O_3), присутствующие примерно в равных количествах. Реже отмечается буряя титанистая роговая обманка ряда паргасит—керсутит (до 5 %) и совсем редко краснокоричневый биотит (до 3 %). Иногда наряду с гранатом присутствуют серая глиноземистая шпинель, а также единичные зерна апатита. Содержания рудного минерала (пикроильменита) составляют от 2 до 7 об. %, так что в целом породы очень напоминают метаморфизованные аналоги феррогабброидов, происшедших за счет кристаллизации умеренно-щелочных Fe-Ti базальтов в глубинном очаге при андерплейтинге [Mittlefehld, 1986; Esperanca, Garfunkel, 1986]. Возможным эффузивным аналогом этих пород являются Fe-Ti базальты неопротерозойской рифтовой области, фрагмент которой описан на северо-востоке Египта [Stern et al., 1991], и которая могла достигать тогда и территорию современной Аравии.

Составы клинопироксена и граната на соответствующих диаграммах охарактеризованы на рис. 10 (микронзондовые анализы минералов этих и других изученных нижнекорковых пород приведены в [Шарков и др., 1992]).

Вторичные изменения в породах этой серии развиты сравнительно слабо и заключаются обычно в локальной сосюритизации плагиоклаза и замещении пироксена волокнистым амфиболом, а также развитии существенно хлоритовых келифитовых кайм вокруг граната. Иногда отмечается появление жилков калиевого полевого шпата и/или тонких линзочек бариевого цеолита (гармотома).

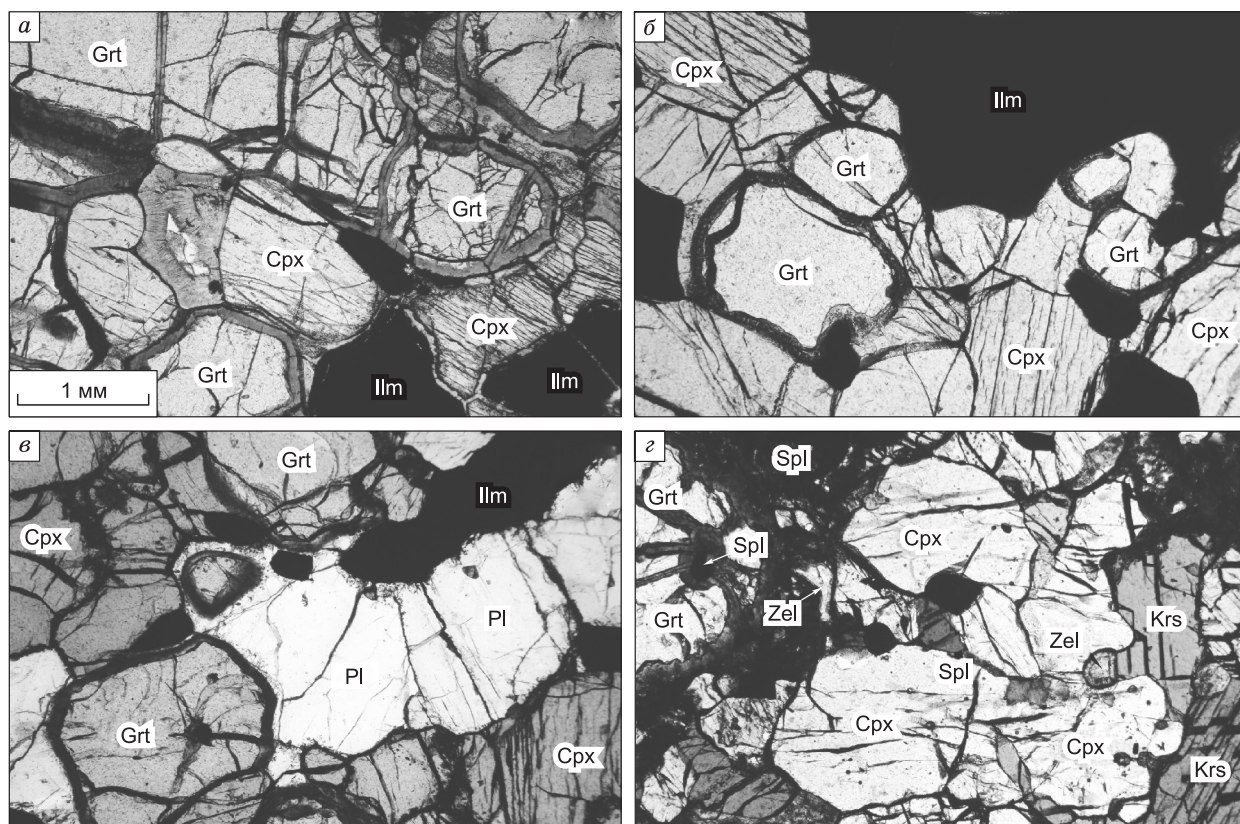


Рис. 9. Микрофотографии шлифов из ксенолитов диатремы Наби-Матта, кол. Е.В. Шаркова.

а, б — эклогитоподобные породы (шл. 138-8 и 162-2); в — гранатовый гранулит (шл. 125-6); г — гранат-шпинель-клинопироксен-роговообманковая порода с Ва-цеолитом (гармотомом) (шл. 125-3). Grt — гранат; Cpx — клинопироксен; Krs — керсутит; Pl — плагиоклаз; Ilm — ильменит; Spl — шпинель; Zel — гармотом (бариевый цеолит).

Вторая группа глубинных ксенолитов резко отличается от предыдущей. Она образована *мегакристами граната и крупнозернистыми гранат-клинопироксеновыми сростками*. Мегакристы граната $Alm_{19-26}Grs_{12-13.5}Py_{59-67.5}$ представлены крупными (до 10 см в поперечнике) округлыми нодулями («желваками»), часто оплавленными с поверхности (рис. 11). Обычно гранат сильно трещиноват, и вдоль системы субпараллельных трещин часто развиты два типа келифита: наряду с существенно хлоритовым, аналогичным встреченному в породах эклогит-гранулитовой серии, наблюдаются жилки тонкозернистых габбро-норитов с серой шпинелью, заполняющие трещины толщиной 0.1—0.3 мм [Шарков и др., 1992]. По-видимому, эти келифиты развивались в разное время: хлоритовые — в условиях нижней коры, где мегакристы граната сосуществовали с гранатовыми гранулитами, а габбро-норитовые — раньше и в других условиях. Аналогичные прожилки в гранатах из ксенолитов эклогитов в кимберлитах, рассматриваются как результат плавления граната при декомпрессии [Лазько и др., 1982], что, по-видимому, имело место и в нашем случае. Жилки обоих типов келифитов подверглись оплавлению на поверхности гранатового нодуля в процессе его подъема в лампрофире. Сходные по составу мегакристы с келифитовым материалом габбро-норитового состава, наряду с мантийными перидотитами, описаны в миоценовых базальтах Иордании, где образование таких келифитов также связывается с плавлением граната при декомпрессии [Yassen, 2014].

Кроме того, нами встречено несколько сростков граната такого же состава с крупными (до 3—5 см в длину) кристаллами бледно-зеленого высоко-Al авгита (фассаита) со следами деформаций; содержания Al_2O_3 в нем варьируют от 8.72 до 9.24 мас. % при низких концентрациях Ti и Na [Шарков и др., 1992]. Возможно, что исходной породой для этих сростков и мегакристов граната являлись крупнозернистые до пегматоидных гранат-пироксеновые породы, вероятно, связанные с кристаллизацией островужных магм в глубинных условиях.

Второй по распространенности группой ксенолитов являются грубозернистые сростки *гранат-клинопироксен-роговообманковых пород со шпинелью*, а также *мегакристы и сростки Al-Ti-авгита и керсутита* [Шарков и др., 1992]. В этих породах гранат состава $Alm_{31}Grs_{17}Py_{52}$ наблюдается не во всех

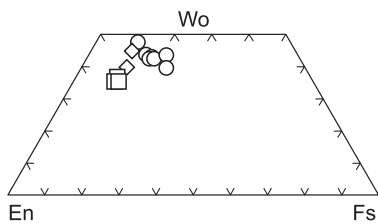
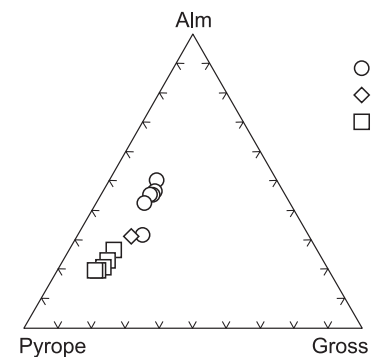


Рис. 10. Составы клинопироксена и граната из главных разновидностей глубинных ксенолитов диатремы Наби-Матта.

1 — эклогит-гранулитовая серия; 2 — гранат-клинопироксен-роговообманковая серия; 3 — гранат-клинопироксеновые сростки.



- 1
- ◇ 2
- 3

образцах, и на его долю приходится не более 5 %. Обычно он ассоциирует с темной непрозрачной шпинелью, содержания которой также достигают 5 % (см. рис. 9). Клинопироксен (Al-Ti-авгит) и керсутит развиты примерно в равных количествах; в интерстициях между зернами нередко наблюдаются выделения бариевого цеолита (гармотома).

В целом эта группа близка к ксенолитам «черной серии» во внутриплитных умеренно-щелочных Fe-Ti базальтах, в том числе и охарактеризованным выше, хотя гранат в них встречается редко [Ионов, 1988; Шарков, Богатиков, 2015б]. Подобно роговым обманкам «черной серии», керсутит здесь часто содержит газовые пустотки, свидетельствуя о происхождении пород за счет сильно флюидизированного

расплава/флюида. В отличие от образований эклогит-гранулитовой серии, эти породы практически не подверглись наложенным процессам.

Таким образом, среди нижнекорových ксенолитов диатремы Наби-Матта встречены продукты неопротерозойского андерплейтинга как внутриплитных Fe-Ti базальтов, так и, по-видимому, островодужных магм (мегакристы граната и гранат-клинопироксеновые сростки, а также шпинелевые габбро-нориты из других диатрем).

Геотермобарометрия пород

Согласно данным минералогической геотермобарометрии (Gr-Cpx геобарометр Мерсье [Mercier, 1980] и геотермометр Пауэлла [Powell, 1985]), формирование пород эклогит-гранулитовой серии происходило при давлениях 13.5—15.4 кбар (на глубинах 45—54 км) и температурах от 965 до 1115 °C [Шарков и др., 1992]. Уже указывалось, что происхождение этих пород связывается с неопротерозойским андерплейтингом Fe-Ti-базальтовых расплавов, о чем свидетельствуют локально сохранившиеся габбровые структуры пород. Затвердевшие, но еще горячие породы вовлекались в пластические деформации и перекристаллизацию с образованием бластических структур, характерных для гранатовых гранулитов и эклогитоподобных пород. Такие породы типичны для континентальной нижней коры, которая в данном случае простиралась до глубин не менее 50—54 км.

В отличие от этих пород, серия ксенолитов, образованных мегакристами граната и крупнозернистыми гранат-клинопироксеновыми сростками, хотя и формировалась в том же интервале давлений, т.е. была нижнекоровой, но при температурах 1300—1390 °C [Шарков и др., 1992]. Судя по минеральному составу, ее происхождение, как уже говорилось, скорей всего, было связано с глубинной кристаллизацией островодужных магм.

Формирование клинопироксен-роговообманковых пород с гранатом и

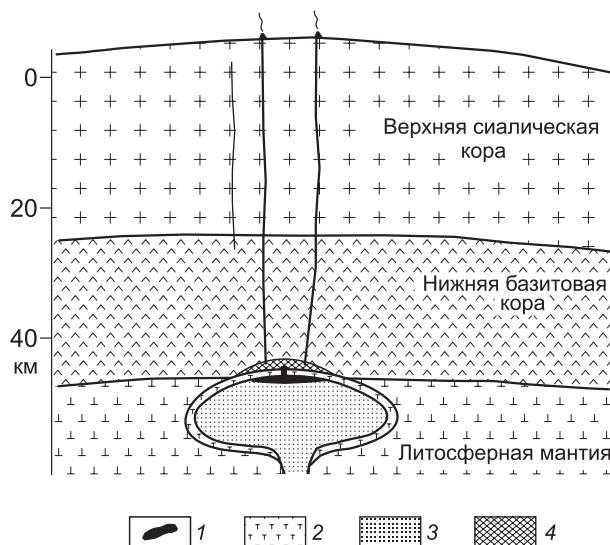


Рис. 11. Нодуль трещиноватого граната со следами оплавления поверхности.

Обр. 138-9, кол. Е.В. Шаркова.

Рис. 12. Схема, иллюстрирующая формирование лампрофировой диатремы.

1 — зона адиабатического плавления головы небольшого плюма; 2 — охлажденная кайма головы плюма; 3 — вещество плюма; 4 — место, где накапливаются флюидные компоненты.



шпинелью (аналогов «черной серии» мантийных ксенолитов в базальтах) происходило при сходных с гранатовыми гранулитами *PT*-параметрах: $P = 12.6$ кбар и $T = 1100$ °С. Судя по отсутствию в породах этой серии деформаций и вторичных изменений, внедрение таких расплавов происходило в стабилизированную нижнюю кору и было связано с формированием лампрофировых диатрем.

Таким образом, судя по популяциям глубинных ксенолитов в меловых диатремах лампрофиров, нижняя кора региона тогда была образована главным образом гранатовыми гранулитами и эклогитоподобными породами, происшедшими при андерплейтинге внутриплитных магм. Обращает на себя внимание, что в настоящее время на этих уровнях располагаются мантийные перидотиты (см. выше), т.е. этой коры уже практически не существует.

Вместе с тем в популяциях ксенолитов в кайнозойских базальтах Иордании вместе с обычными мантийными шпинелевыми перидотитами иногда встречаются нижнекоровые мафитовые ксенолиты с изотопными датировками по циркону (U-Pb метод) ~560 млн лет [Stern et al., 2016]. Как и изученные нами породы, они часто имеют гранулитовые структуры, но по составу и реликтам кумулятивных структур отвечают норитам и габбро-норитам, формировавшимся, по мнению этих авторов, в условиях задугового моря. Гранат в них практически отсутствует и *PT*-условия формирования пород корректно определить не удалось за исключением температуры (от 702 до 891 °С). Такие находки могут свидетельствовать о том, что в кровле мантийных плюмов могут сохраняться реликты древней нижней коры, особенно образованные относительно слабо метаморфизованными разновидностями пород.

Формирование лампрофировых диатрем

Лампрофировые диатремы хр. Джебель-Ансария формировались на 100 млн лет раньше позднекайнозойского мантийного плюма; и, по-видимому, также являются проявлениями внутриплитной (плюмовой) активности, но значительно меньшего масштаба. Судя по наличию среди пироклаستيки базальтовых бомб и небольших потоков базальтов на дне многих диатрем, адиабатическое плавление плюмового вещества здесь также имело место. Из всего этого можно сделать вывод, что размеры головных частей меловых локальных плюмов были невелики и, как следует из геобарометрических данных, растекались они на больших глубинах, чем позднекайнозойские. Присутствие среди популяций ксенолитов аналогов «черной серии» ксенолитов в базальтах может свидетельствовать и об инконгруэнтном плавлении в охлажденных каймах головных частей этих плюмов [Шарков, Богатиков, 2015а].

Отсутствие в популяциях ксенолитов меловых диатрем перидотитов мантии может указывать на то, что образование лампрофиров, скорее всего, происходило в результате накопления летучих компонентов, возникших при декомпрессионной дегазации вещества мантийного плюма, между его головной частью и кровлей; туда же подтекал и новообразованный базальтовый расплав (рис. 12). Когда прочность кровли такого резервуара нарушалась, происходил взрывообразный выброс смеси летучих компонентов и базальтового расплава (т.е. лампрофиров), сопровождаемый захватом фрагментов литосферной кровли.

ОБСУЖДЕНИЕ

Из приведенных данных следует, что в литосфере северо-западной части Аравийской плиты еще в середине мела существовала мощная нижняя мафическая континентальная кора, сформированная в процессе Пан-Африканской орогении, фрагменты которой содержатся в меловых лампрофировых диатремах. Однако в позднекайнозойских базальтах региона следы существования этой коры среди ксенолитов практически отсутствуют, а с этих уровней поступают уже ксенолиты мантийных перидотитов. В интервале между этими событиями регион развивался в платформенном режиме, и поэтому исчезновение здесь древней нижней коры можно связать только с внедрением позднекайнозойского мантийного

плюма, породившего мощный базальтовый магматизм. Как было показано выше, головные части этого плюма могли достигать подошвы верхней (сиалической) коры, а материал нижней коры был вытеснен растекающимся веществом мантийного плюма (см. рис. 6). Судя по тому, что древняя верхняя (сиалическая) часть коры сохранилась практически в том же виде, она в эти процессы не вовлекалась.

Поступление в верхние оболочки Земли крупных масс плюмового материала должно было инициировать возникновение нисходящих токов холодного плотного нижнекорового материала. Возможно, что в случае позднекайнозойского мантийного плюма под западной частью Аравийской плиты такими областями нисходящих мантийных токов являются Восточное Средиземноморье на западе и Южно-Каспийская впадина на востоке. Согласно геофизическим данным, там наблюдаются крупные отрицательные изостатические аномалии, свидетельствующие о дефиците масс, т.е. о современном погружении этих структур [Sharkov et al., 2015].

По-видимому, параллельно с уничтожением древней нижней коры региона там происходит образование новой нижней коры за счет андерплейтинга, т.е. накопления базальтового расплава между головой мантийного плюма и вышележащей древней сиалической корой (см. рис. 6, б). Так что можно ожидать, что стандартное двухчленное строение континентальной коры региона в конечном итоге будет восстановлено.

Как было показано выше, в качестве мантийных ксенолитов в базальтах присутствуют фрагменты только верхних охлажденных частей мантийных плюмов, над зоной адиабатического плавления, причем эти ксенолиты наблюдаются только в самых ранних, флюидонасыщенных Fe-Ti щелочно-базальтовых вышлавках и отсутствуют в эволюционированных толеитовых базальтах. Из этого следует, что плюмовый протолит быстро истощается флюидами, особенно щелочами, и такой источник может продуцировать уже расплавы по другую сторону от поверхности критической недосыщенности в базальтовом тетраэдре [Йодер, Тилли, 1962], т.е. толеитовые базальты, слагающие основную массу КИП при тех же *PT*-параметрах [Шарков, Богатилов, 2015а; Sharkov et al., 2017]. По-видимому, основной прирост новой нижней мафитовой коры происходит именно на этой стадии. Однако там отсутствуют потенциальные источники ксенолитов, и о результатах этого процесса можно судить только по ксенолитам в лампрофирах и кимберлитах, связанных с новыми эпизодами магматической активности. Поэтому о новообразованной нижней коре под трапповыми областями, например, пермотриасовой Сибирской, можно только сказать, что, скорее всего, она тогда как раз и формировалась.

Судя по имеющимся данным, в лампрофирах и кимберлитах ведущую роль играют такие же флюиды, что содержатся и в веществе мантийных плюмов, обеспечивающих формирование КИП (см. выше), особенно легкоподвижные флюиды/расплавы карбонатитового типа. Их происхождение, скорее всего, связано с процессами на границе внешнего (жидкого) ядра и мантии Земли. Однако взрывные явления, приводящие к захвату глубинных ксенолитов в ряду кимберлиты—лампрофиры—базальты, происходят на разных глубинах и по разным причинам: 1) в базальтах — за счет локального накопления вулканических газов под верхним охлажденным краем головы плюма на границе с зоной адиабатического плавления на глубинах 20—24 км; 2) в лампрофирах — также за счет локального накопления газообразных фаз между головой небольшого мантийного плюма и нижней корой на глубинах порядка 50—55 км. В этих случаях захват ксенолитов лавами играет подчиненную роль. В случае кимберлитов ситуация скорее обратная: согласно экспериментальным данным, при подъеме богатого CO₂ кимберлитового расплава на больших глубинах (~200 км) происходит быстрое падение растворимости в нем CO₂, сопровождающееся взрывообразным выделением последнего. Это приводит к дезинтеграции пород литосферы (мантии и коры), прилегающих к стремительно поднимающемуся кимберлитовому расплаву, и способствует захвату и быстрой транспортировке их фрагментов (ксенолитов и ксенокристаллов, включая алмазы) к поверхности [Гирнис, Рябчиков, 2005].

ВЫВОДЫ

1. Среднемеловые лампрофировые диатремы хр. Джебел-Ансария содержат ксенолиты древней (неопротерозойской) нижней коры, сложенной преимущественно гранатовыми гранулитами и эклогитоподобными породами, образованными за счет Fe-Ti-оксидных габбро и клинопироксенитов. Среди ксенолитов наблюдаются также мегакристы граната и сростки граната с высоко-Al клинопироксеном, формировавшихся, скорее всего, за счет островодужных магм. Самыми молодыми, возможно, связанными с эпизодом лампрофировой активности, являются гранат-клинопироксен-роговообманковые породы, близкие по составу к мантийным ксенолитам «черной серии» в базальтах; они могут быть фрагментами небольших интрузивов по соседству с диатремами. Ксенолиты мантийных перидотитов в изученных нами популяциях отсутствуют.

2. Позднекайнозойские платобазальты региона, наоборот, практически не содержат нижнекоровых ксенолитов (они в них редки), в то время как в их щелочных разновидностях широко развиты ксенолиты мантийных шпинелевых перидотитов (преимущественно лерцолитов) с секущими их жилами

образований «черной серии» (клинопироксенитами, клинопироксен-роговообманковыми породами, горнблендитами, флогопитами и др.), возникшими за счет высокоплотного флюида/расплава. Оба типа мантийных ксенолитов, скорее всего, являются фрагментами верхней охлажденной каймы головы плюма над зоной адиабатического плавления, вынесенными на поверхность новообразованными базальтовыми расплавами.

3. Мантийные ксенолиты в базальтах, по-видимому, представляют собой две главные разновидности вещества, входящего в состав материала термохимического плюма: 1) мантийные перидотиты и 2) флюидные компоненты, вероятно, поступившие из жидкого ядра и инициировавшие подъем мантийных плюмов. Иными словами, вещество головы мантийного термохимического плюма образовано истощенными перидотитами (преимущественно шпинелевыми лерцолитами) и насыщено флюидными компонентами, содержащими Fe, Ti, щелочи, Ba, Nb, Ta, ЛРЗЭ и другие несовместимые элементы, а также H₂O и CO₂.

4. Согласно термобарометрическим данным, породы «черной серии» формировались при 826—980 °С на глубинах 21—27 км (0.7—0.9 ГПа); соответственно, голова плюма могла достигать глубины 21 км, т.е. основания верхней (сиалической) коры. Зеленые перидотиты матрикса поступали с глубин 24—42 км (0.8—1.4 ГПа). В середине мела этот интервал глубин занимала нижняя континентальная кора, которая была смещена растекающейся головной частью позднекайнозойского термохимического мантийного плюма. Вещество такого плюма должно было уступать по плотности перидотитам и эклогитам литосферной мантии, но значительно превосходить плотность верхней (сиалической) коры, что, очевидно, и определило верхний предел подъема головы мантийного плюма.

5. Редкие совместные находки в молодых базальтах провинции нижнекоровых и мантийных ксенолитов свидетельствуют о том, что в кровле головных частей плюмов могли локально сохраняться остатки древней нижней коры.

6. Из всего этого следует, что в позднем кайнозое глубинная структура региона претерпела кардинальные изменения в связи с внедрением мантийного плюма и от прежней ситуации сохранились только древняя верхняя сиалическая кора. Скорее всего, со временем здесь за счет андерплейтинга будет образована новая нижняя кора, приведя к стандартному двухчленному строению разреза континентальной коры.

Авторы очень признательны академику Н.Л. Добрецову и анонимному рецензенту, которые просмотрели статью в рукописи и сделали ряд ценных замечаний.

Работа подготовлена при поддержке Программы Президиума РАН №19 «Фундаментальные проблемы геолого-геофизического изучения литосферных процессов» (проект I.19 «Магматизм и образование флюидов и минералов в истории Земли»).

ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е.В.** Физическая геодинамика. М., Наука, 1995, 455 с.
- Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В.** Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. Связь во времени и в пространстве. М., Наука, 2010, 605 с.
- Гирнис А.В., Рябчиков И.Д.** Условия и механизмы генерации кимберлитовых магм // Геология рудных месторождений, 2005, т. 47, № 6, с. 524—536.
- Грачев А.Ф., Комаров А.Н.** Новые данные о содержании урана в континентальной и океанической мантии // Физика Земли, 1994, № 1, с. 3—9.
- Добрецов Н.Л.** Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (7), с. 587—604.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 408 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г.** Диаметр и время формирования головы плюма на подошве «тугоплавкого» слоя в литосфере // ДАН, 2006, т. 406, № 1, с. 99—104.
- Доусон Дж. Б.** Кимберлиты и ксенолиты в них. М., Мир, 1983, 245 с.
- Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А.** Базальты Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1986, 245 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.
- Йодер Г.С., Тилли Э.К.** Происхождение базальтовых магм. М., Мир, 1965, 248 с.
- Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г.** Прорыв мантийных термохимических плюмов промежуточной тепловой мощности на поверхность // Геотектоника, 2016, № 2, с. 78—92.
- Коваленко В.И., Соловова И.П., Наумов В.Б., Рябчиков И.Д., Ионов Д.А., Цепин А.И.** Мантийное минералообразование с участием углекислотно-сульфидно-силикатного флюида // Геохимия, 1986, № 3, с. 280—303.

Лазько Е.Е. Глубинные включения ультрамафитов в кимберлитах // Магматические горные породы. Ультраосновные породы / Под ред. Е.Е. Лазько, Е.В. Шаркова. М., Наука, 1988, с. 346—379.

Лазько Е.Е., Серенко В.П., Коптиль В.И., Рудницкая В.И., Цепин А.И. Дистеновые алмазные эклогиты кимберлитовой трубки Сытыканская (Якутия) // Изв. АН СССР, Сер. геол., 1982, № 7, с. 35—46.

Поникаров В.П., Казьмин В.Г., Козлов В.В., Крашенинников В.А., Михайлов И.А., Развляев А.В., Сулиди-Кондратьев Е.Д., Уфлянд А.К., Фараджев В.А. Геология и полезные ископаемые зарубежных стран. Сирия. Л., Недра, 1969, 216 с.

Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1974, 284 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, № 183).

Соболев Н.В., Абу Ассале Г., Кебезинская В.В., Кебезинская К.Б., Шараф М., Фаллаха А., Киреев А.Д. Лампрофиры меловых диатрем Сирийского рифта // Докл. АН СССР, 1990, т. 314, № 2, с. 435—438.

Шарков Е.В., Богатиков О.А. Эволюция тектономагматических процессов Земли и Луны // Геотектоника, 2010, № 2, с. 3—22.

Шарков Е.В., Богатиков О.А. «Корни» магматических систем крупных внутриконтинентальных изверженных провинций // ДАН, 2015а, т. 460, № 5, с. 579—584.

Шарков Е.В., Богатиков О.А. Проблема эволюции ядра Земли: геолого-петрологические и палеомагнитные свидетельства // ДАН, 2015б, т. 462, № 3, с. 346—351.

Шарков Е.В., Богатиков О.А. Процессы в континентальной литосфере при внедрении мантийного плюма (на примере Западной Сирии) // ДАН, 2016, т. 463, № 4, с. 463—468.

Шарков Е.В., Джермакани Э., Ханна С., Багдасарян Г.П. Первые К-Аг датировки диатрем кимберлитоподобных пород в прибрежной части Сирии // Докл. АН СССР, 1988, т. 301, № 4, с. 943—946.

Шарков Е.В., Лазько Е.Е., Ханна С. Глубинные включения эксплозивного центра Наби-Матта (Северо-Западная Сирия) // Геохимия, 1992, № 9, с. 1241—1261.

Шарков Е.В., Снайдер Г.А., Тейлор Л.А., Лазько Е.Е., Джерде Э., Ханна С. Геохимические особенности астеносферы под Аравийской плитой по данным изучения мантийных ксенолитов четвертичного вулкана Телль-Данун, Сирийско-Иорданское плато, Южная Сирия // Геохимия, 1996, № 9, с. 819—835.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 556—586.

Brandon A.D., Norman M.D., Walker R.J., Morgan J.W. ^{186}Os - ^{187}Os systematics of Hawaiian picrites // Earth Planet. Sci. Lett., 1999, v. 174, p. 25—42.

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.

Downes H. Formation and modification of the shallow sub-continental lithospheric mantle: a review of geochemical evidence from ultramafic xenolith suites and tectonically emplaced ultramafic massifs of Western and Central Europe // J. Petrol., 2001, v. 41, p. 233—250.

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

Esperanca S., Garfunkel Z. Ultramafic xenoliths from the Mt. Carmel area (Karem Maharal Volcano), Israel // Lithos, 1986, v. 19, № 1, p. 43—49.

Faccenna C., Thorsten W., Becker T.W., Jolivet L., Keskin M. Mantle convection in the Middle East: Reconciling Afar upwelling, Arabia indentation and Aegean trench rollback // Earth Planet. Sci. Lett., 2013, v. 375, p. 254—269.

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. Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle // Amer. J. Sci., 1980, v. 280-A, pt. 2, p. 389—426.

Kaminsky F.V. The Earth's lower mantle. Composition and structure. Springer, 2017, 331 p. doi: 10.1007/978-3-319-55684-0.

Ma G.S.-K., Wang K.-L., Malpas J., Iizuka Y., Xenophontos C., Turkmani A.A., Chan G.H.-N., Usuki T., Chan Q.H.-S. Melt-pockets and spongy clinopyroxenes in mantle xenoliths from the Plio-Quaternary

- Al Ghab volcanic field, NW Syria: implications for the metasomatic evolution of the lithosphere / Eds. A. Khan, F. Deschamps. The Earth's heterogeneous mantle. Springer International Publishing, Cham, 2015, p. 205—257.
- Maruyama S.** Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan, 1994, v. 100, p. 24—49.
- Mercier J.C.** Single-pyroxene thermobarometry // Tectonophysics, 1980, v. 70, p. 1—37.
- Mittlefehldt D.W.** Petrology of high pressure clinopyroxenite series xenoliths. Mount Carmel. Israel // Contr. Miner. Petrol., 1986, v. 94, № 2, p. 245—252.
- Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B.** Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds // Treatise on geochemistry. Amsterdam, Elsevier, 2003, v. 2, p. 172—221.
- Powell R.** Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // J. Metamorph. Geol., 1985, v. 3, p. 231—243.
- Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W.** Precise Re-Os mineral isochron and Pb-Nd-Os isotope systematics of a mafic-ultramafic sill in the 2.0 Ga Onega plateau (Baltic Shield) // Earth Planet. Sci. Lett., 1999, v. 170, p. 447—461.
- Putirka K.** Thermometers and barometers for volcanic systems / Eds. K. Putirka, F. Tepley. Minerals, inclusions and volcanic processes. Rev. Miner. Geochem. 69: Miner. Soc. Amer., 2008, p. 61—120.
- Rudnick R.L.** Growing from below // Nature, 1960, v. 347, № 6295, p. 711—712.
- Ryabchikov I.D., Sharkov E.V., Kogarko L.N.** Rhönite from mantle peridotites in Syria // Bull. Tethys Geol. Soc., Cairo, 2010, p. 9—13.
- Schaeffer A.J., Lebedev S.** Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone // Geophys. J. Int., 2013, v. 194, p. 417—449. doi: 10.1093/gji/ggt095.
- Sharkov E., Lebedev V., Chugaev A., Zabarinskaya L., Rodnikov A., Sergeeva N., Safonova I.** The Caucasian-Arabian segment of the Alpine-Himalayan collisional belt: Geology, volcanism and neotectonics // Geosci. Front., 2015, v. 6, p. 513—522.
- Sharkov E., Bogina M., Chistyakov A.** Magmatic systems of large continental igneous provinces // Geosci. Front., 2017, v. 8, № 4, p. 621—640.
- Stern R.J., Kröner A., Rashwan A.A.** A late Precambrian (~710 Ma) high volcanicity rift in the southern Eastern Desert of Egypt // Geologische Rundschau, 1991, v. 80, № 1, p. 155—170.
- Stern R.J., Ali K., Ren M., Jarrar G.H., Romer R.L., Leybourne M., Whitehouse M.J.** Cadomian (~560 Ma) crust buried beneath the Northern Arabian Peninsula: mineral, chemical, geochronological, and isotopic constraints from NE Jordan xenoliths // Earth Planet. Sci., 2016, v. 436, p. 31—42.
- 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.
- Walker R.J., Morgan J.W., Hanski E.J., Smolkin V.F.** Re-Os systematics of early Proterozoic ferropicrites, Pechenga complex, northwestern Russia: evidence for ancient ¹⁸⁷Os-enriched plume // Geochim. Cosmochim. Acta, 1997, v. 61, p. 3145—3160.
- Wilshire H.G., Pike J.E.N., Meyer C.E., Schwarzman E.C.** Amphibole-rich veins in lherzolite xenoliths, Dish Hill and Deadman Lake, California // Amer. J. Sci., 1980, v. 280-A, Pt. 2, p. 576—593
- 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.
- Yassen I.A.A.B.** Petrography and mineral chemistry of the almanden garnet, and implication for kelyphite texture in the Miocene alkaline basaltic rocks North Eastern Jourdan // Int. J. Geosci., 2014, v. 5, p. 222—237, <http://www.scrip.org/journal/ijg>.

*Рекомендована к печати 1 марта 2018 г.
Н.Л. Добрецовым*

*Поступила в редакцию 14 ноября 2017 г.,
после доработки — 12 февраля 2018 г.*