

УДК 550.42

## ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ МИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ЩЕЛОЧНОГО МАГМАТИЗМА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ АРАВИЙСКОЙ ПЛИТЫ (ДАННЫЕ Sr–Nd–Pb ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМАТИКИ И K–Ar ГЕОХРОНОМЕТРИИ)

© 2024 г. А. В. Чугаев<sup>a, \*</sup>, А. В. Парфенов<sup>a</sup>, В. А. Лебедев<sup>a</sup>, И. В. Чернышев<sup>a</sup>,  
V. Oyan<sup>b</sup>, Y. Özdemir<sup>c</sup>, E. Oyan<sup>c</sup>, Ю. В. Гольцман<sup>a</sup>, И. В. Рассохина<sup>a</sup>,  
Б. И. Гареев<sup>d</sup>, Г. А. Баталин<sup>d</sup>, С. Б. Павлидис<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии (ИГЕМ)  
Российской Академии наук, Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

<sup>b</sup>Van Yüzüncü Yil University, Faculty of Engineering, Department of Mining Engineering,  
Zeve Campus, Van, 65080 Turkey

<sup>c</sup>Van Yüzüncü Yil University, Faculty of Engineering, Department of Geological Engineering,  
Zeve Campus, Van, 65080 Turkey

<sup>d</sup>Казанский Федеральный университет, ул. Кремлевская, 4/5, Казань, 420008 Россия

\*e-mail: vassachav@mail.ru

Поступила в редакцию 30.07.2023 г.

После доработки 07.09.2023 г.

Принята к публикации 07.10.2023 г.

Проведено петрографическое, геохимическое, геохронологическое и изотопно-геохимическое изучение базальтов повышенной щелочности из трех ареалов молодого магматизма в пределах северо-восточной части Аравийской плиты (юго-восточная Турция) – Батман, Курталан и Алемдаг. Все изученные вулканы имеют основной состав при небольших вариациях содержания SiO<sub>2</sub> (44.2–48.3 мас. %). Породы относятся к натровым умеренно-щелочной и щелочной петрохимическим сериям и представлены базальтами, гавайитами, тефритами и базанитами. Полученные K–Ar возрастные данные свидетельствуют о том, что вулканизм в данном регионе развивался на протяжении 5 млн лет с конца миоцена до середины плейстоцена в течение четырех разделенных перерывами импульсов: 5.9–4.9 (ареал Батман, гавайиты), ~3.0 (плато Алемдаг, I фаза, базальты), 2.0–1.9 (плато Алемдаг, II фаза, тефриты) и 1.5–1.3 млн лет назад (плато Алемдаг, III фаза, ареал Курталан, базальты). Сопоставление пространственно-временных закономерностей развития магматической активности в изученной части Аравийской плиты и на территории расположенного к западу крупнейшего в регионе базальтового плато Караджадаг свидетельствует о неполной синхронности проявлений магматической активности в разных частях Аравийской плиты в конце миоцена – плейстоцене. Результаты Sr–Nd–Pb изотопно-геохимического изучения показывают, что на разных этапах развития молодого базальтового вулканизма в пределах северной части Аравийской плиты в магмогенерации под этим регионом принимали участие различные мантийные источники. Начальные импульсы магматической активности связаны с плавлением под регионом субконтинентальной литосферной мантии (SCLM); важное значение в петрогенезисе лав имели процессы кристаллизационной дифференциации и коровой ассимиляции (AFC). В последующий период ведущую роль в формировании базальтовых магм повышенной щелочности играл глубинный мантийный источник (PREMA) с менее радиогенным изотопным составом Sr и Pb; генерируемые им расплавы на разных этапах магматизма в разных пропорциях смешивались с веществом SCLM при ограниченном участии в петрогенезисе AFC-процессов. Сделан вывод о том, что миоцен-четвертичный базальтовый вулканизм повышенной щелочности на северо-востоке Аравийской плиты обусловлен воздействием мантийного плюма на ее литосферу. Распространение плюма из Красноморского бассейна в зону обрамления Левантийского и Восточно-Анатолийского трансформных разломов могло произойти на начальной стадии развития рифтогенной обстановки в результате направленных конвективных течений в нижних слоях мантии.

**Ключевые слова:** Аравийская плита, Турция, неоген-четвертичный вулканизм, щелочные базальты, K–Ar датирование, изотопный состав Sr, Nd, Pb, эволюция магматизма, источники расплавов

DOI: 10.31857/S0016752524020014, EDN: KPEOIM

## ВВЕДЕНИЕ

Изучение условий формирования и особенностей геохимической эволюции щелочных магм является одной из важных задач современной петрологии и вулканологии. Как известно, щелочные породы ограничено распространены на Земле и встречаются преимущественно в областях развития континентального внутриплитного магматизма, зонах рифтогенеза и горячих точек мантии (Tarré et al., 2012; Nosova et al., 2020). Заметно реже они наблюдаются в составе вулcano-плутонических комплексов активных континентальных окраин и коллизионных зон. Большинство исследователей щелочные породы рассматривают как продукт магматизма, связанного с активностью глубинных мантийных источников. Однако в настоящее время существует несколько отличающихся по принципиальным моментам научных концепций, объясняющих петрогенезис этих специфических магматических образований. Среди них: (1) генерация расплавов в обогащенной нижней мантии (или на границе мантия – ядро) в областях формирования мантийных плюмов или горячих точек (Trieloff et al., 2000; Marty, Tolstikhin, 1998; Толстихин и др., 1999; Van der Hilst et al., 1997; Когарко, 2006; Когарко, Зартман, 2011; Лазаренков, 2010; Boehler, 2000; Anzellini et al., 2013); (2) формирование щелочных расплавов, обогащенных Nb, Zr, Р и РЗЭ, в верхних областях мантии (на границе раздела астеносфера – литосфера или на уровнях субконтинентальной литосферной мантии) в специфических резервуарах, интенсивно метасоматизированных в процессе ранее протекавшей субдукции, деламинации литосферы, а также как результат участия в магмагенерации измененной океанической коры (АОС) в областях океанического спрединга и т.д. (Turner, 2002; Когарко, 2006; Рябчиков, Когарко, 2016; Keskin, 2003; Oyan et al., 2017); (3) частичное плавление метасоматизированных участков (жил) в субконтинентальной литосферной мантии под воздействием аномального теплового потока (Lustrino et al., 2010); (4) специфическое взаимодействие мантийных расплавов с веществом коры (Hofmann, 1997; Когарко, 2006; Nosova et al., 2020).

Щелочные породы представляют собой уникальный геологический объект, поскольку позволяют получить важную информацию о физико-химических условиях протекания глубинных процессов и о геохимических характеристиках мантийного вещества в различных регионах Земли на разных этапах ее развития. Особый интерес вызывают редко встречающиеся щелочные магматические ассоциации современных коллизионных зон, обычно имеющих сложное геологическое и тектоническое строение и характеризующихся широким спектром составов изверженных пород. Одной из таких зон,

где молодые щелочные вулканы распространены на достаточно обширной территории, является юго-восточная часть Турции – регион, где в течение всего позднего кайнозоя продолжалась конвергенция Аравийской и Евразийской литосферных плит.

Евразийско-Аравийская коллизионная зона охватывает всю северную часть Аравийской плиты, Восточно-Анатолийское нагорье, сложенное породами надсубдукционного и аккреционного комплексов, и складчатые сооружения Большого и Малого Кавказа. Позднекайнозойский вулканизм начался здесь в начале-середине миоцена в зоне Восточно-Анатолийского трансформного разлома после завершения коллизии Евразийской, Турецкой, Иранской и Аравийской плит и окончательного закрытия океанического бассейна Неотетис (Okay et al., 2010; Karaođlan et al., 2016; Oyan, 2018; Ađlan, Altun, 2018). Впоследствии магматическая активность мигрировала к северу на территорию Восточной Анатолии и в конце миоцена появилась уже в пределах Кавказского региона (Лебедев и др., 2013). Опубликованные данные (Ercan et al., 1990; Notsu et al., 1995; Lustrino et al., 2010; Keskin et al., 2012a, б; Ekici et al., 2012, 2014; Törkecan, 2015; Lebedev et al., 2016; Özdemir et al., 2019; Oyan et al., 2023) свидетельствуют о том, что проявления молодого базальтового вулканизма повышенной щелочности широко распространены в пределах всей коллизионной зоны. Однако к северу от сутурной зоны Битлис-Загрос в источниках расплавов отчетливо заметно присутствие субдукционной компоненты, появившейся в мантийных резервуарах под регионом в период закрытия океана Неотетис, в то время как к югу от этой зоны в пределах крайней северной части Аравийской плиты (плато Газиантеп, Шанлыурфа, Караджадаг, Алемдаг и др.) вулканическая активность представлена извержениями щелочных базальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками.

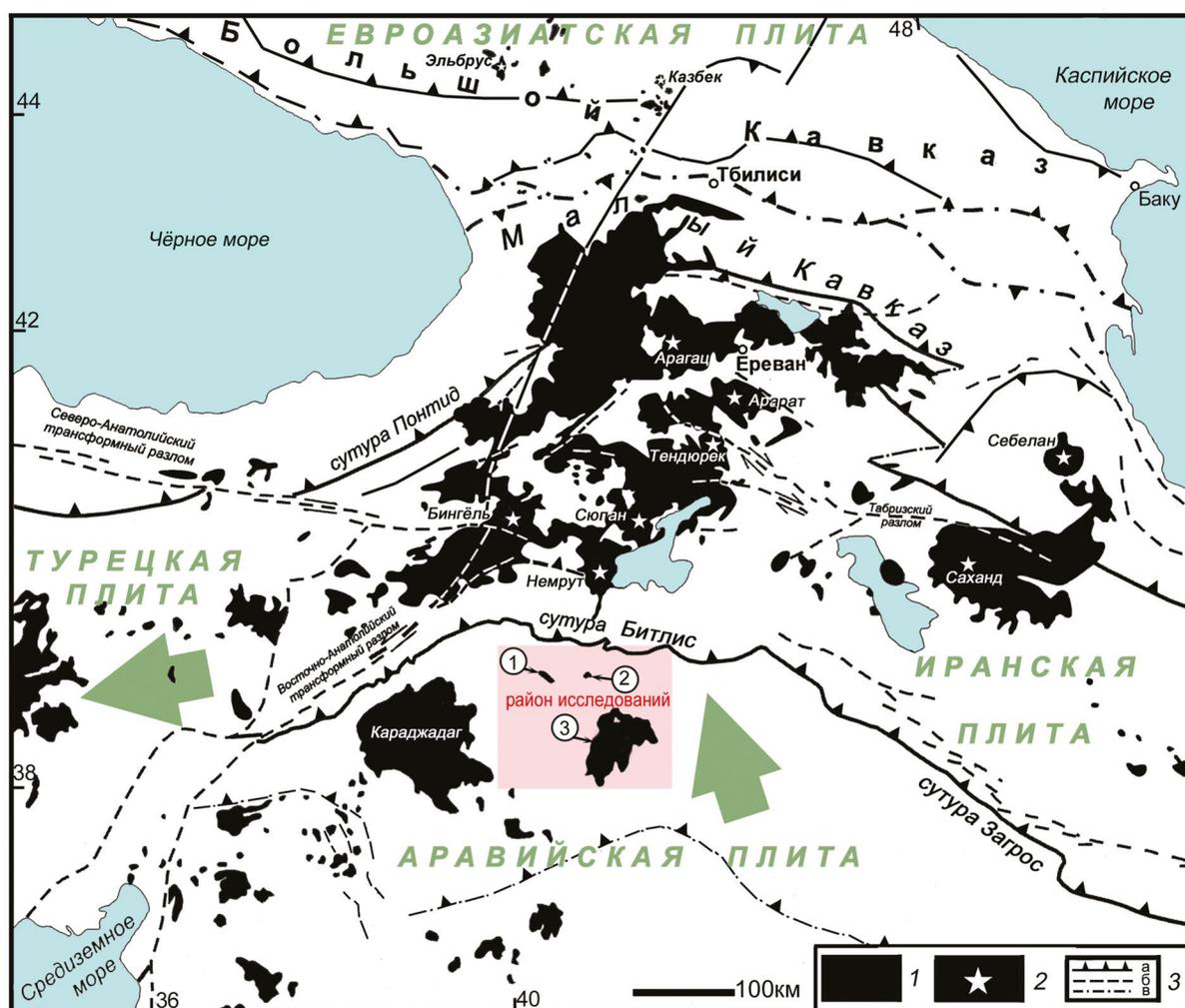
Детальные петролого-геохимические и геохронологические исследования для вулканических пород северной части Аравийской плиты к настоящему времени проведены только для области Караджадаг, где магматизм развивался в период с середины миоцена до конца плейстоцена и был связан одновременно с плавлением литосферной и астеносферной мантии в различных пропорциях в разные периоды времени (Lustrino et al., 2010; Keskin et al., 2012a, б; Ekici et al., 2012, 2014). Остальные ареалы молодого внутриплитного магматизма на юго-востоке Турции вплоть до последнего времени оставались слабо изученными; лишь в последние годы начали появляться статьи, в которых приводятся данные о возрасте и источниках расплавов щелочных базальтов некоторых объектов на территории региона (Caran, Polat, 2022; Agostini et al., 2022).

В настоящей статье представлены результаты петрографического, геохимического, геохронологического и изотопно-геохимического изучения продуктов базальтового вулканизма повышенной щелочности из северо-восточной части Аравийской плиты (Турция), проведенного авторами в рамках совместного проекта РЦНИ-TUBITAK (проекты № 21-55-46006СТ (РЦНИ) и 220N062 (TUBITAK)). В ходе работ для миоцен-плейстоценовых лав трех вулканических ареалов Батман, Курталан и Алемдаг получены новые K–Ar и Sr–Nd–Pb изотопные данные, которые позволили установить основные пространственно-временные закономерности развития магматической активности на территории региона и выявить мантийные резервуары, ответственные за генерацию расплавов под регионом на разных временных отрезках позднего кайнозоя.

### КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Изученные базальтовые вулканические ареалы, с севера на юг – Батман, Курталан и Алемдаг, расположены к югу от сутурной зоны Битлис в пределах фронтальной части Аравийской литосферной плиты (рис. 1, 2).

Породы древнего кристаллического фундамента на территории региона на дневную поверхность не выходят; они перекрыты мощным осадочным чехлом пород с возрастом от позднего мела до раннего плейстоцена (рис. 2). Нижнюю часть разреза осадочной толщи слагают поздне меловые–палеоценовые песчаники и мергели формации *Germay*, эоценовые известняки и доломиты формации *Hoysa*, эоценовые конгломераты, песчаники и аргиллиты формации *Gercüs* (Yeşilova, Helvacı, 2012). Выше



**Рис. 1.** Геотектоническая схема Аравийско-Евразийской коллизионной зоны (по данным Philip et al., 2001 с изменениями и дополнениями авторов). Показан район исследований и изученные ареалы молодого вулканизма (1 – Батман, 2 – Курталан, 3 – Алемдаг). 1 – ареалы неоген-четвертичного магматизма, 2 – крупнейшие четвертичные вулканы, 3 – тектонические нарушения (а – главные надвиги и взбросы, б – главные сдвиги, в – второстепенные разломы).

залегают олигоценые известняки и доломиты формации *Midyat*, одновозрастные им доломиты и эвапориты формации *Germik* и миоценовые, континентального происхождения конгломераты, песчаники и алевролиты формации *Selmo*. Венчают разрез раннечетвертичные песчаники и конгломераты формации *Lahta*. Наблюдаемая смена во времени типов осадочных пород фиксирует постепенное исчезновение на территории региона шельфового морского бассейна в период с конца палеогена до миоцена.

**Вулканический ареал Батман** находится к СВ от административного центра одноименной провинции Турции, в 75 км к востоку от крупнейшего в регионе молодого вулканического плато Караджадаг (рис. 1, 2, 3а). Излияния основных лав здесь, вероятно, происходили из серии трещинных аппаратов, локализованных в зоне крупного тектонического разлома. Щелочные базальты Батмана слагают вытянутый в направлении СЗ-ЮВ, ранее единый узкий покров (возможно, остатки долинного лавового потока), расчлененный эрозией на два крупных и множество мелких останцов, общей площадью около 30 км<sup>2</sup> и протяженностью порядка 24 км. В настоящее время он представляет гряду из столовых гор – горы Кира (Cagan, Polat, 2022), возвышающихся над окружающей местностью на относительную высоту до 70 м. Молодые лавы несогласно залегают непосредственно на речных и равнинных осадочных отложениях формации *Selmo* (рис. 3б), датировемых средним-поздним миоценом (Yeşilova, Helvacı, 2012), что ограничивает нижний возрастной рубеж их образования поздним миоценом. Согласно нашим полевым наблюдениям, покров Батман образован как минимум двумя лавовыми горизонтами. Верхние лавы имеют пористую текстуру, часто с выраженной столбчатой отдельностью, а нижние – представлены массивными вулканитами. В подошве лав, в осадочных отложениях, часто наблюдается мощная зона закалки (рис. 3б).

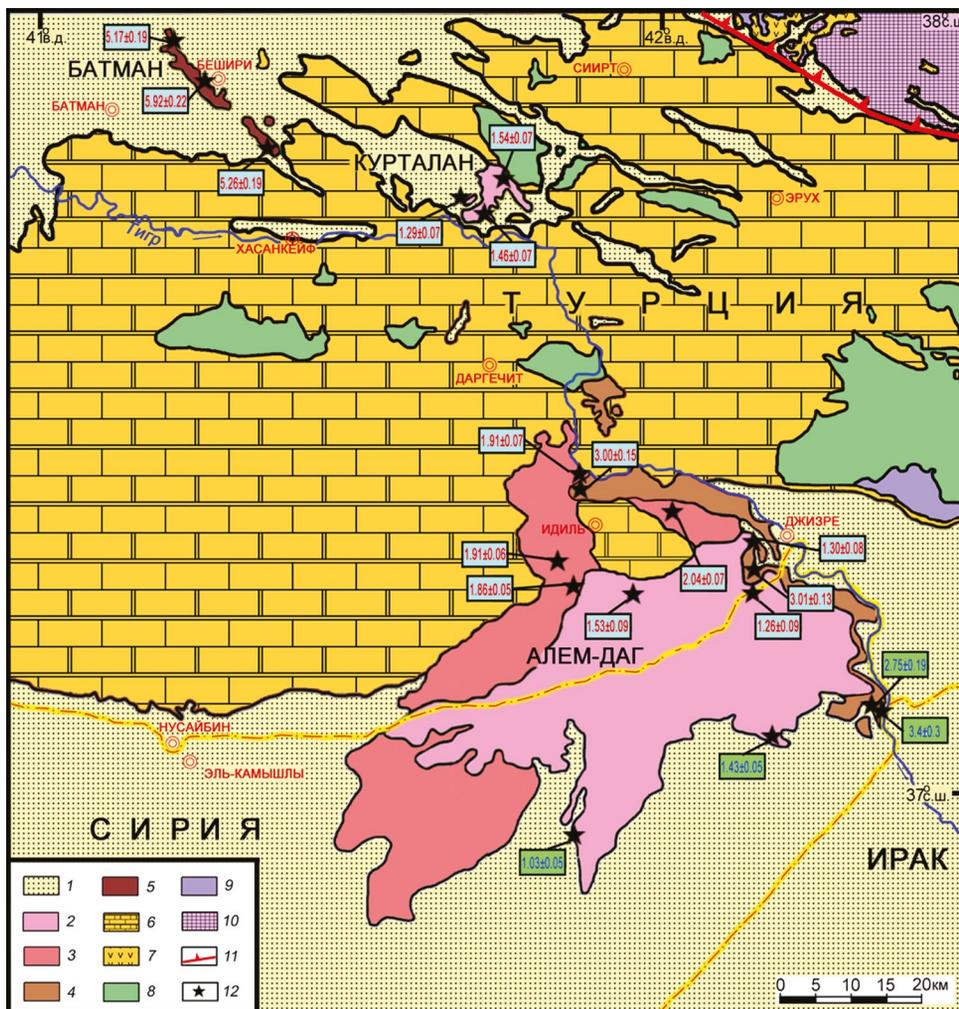
**Вулканический ареал Курталан** локализован в окрестностях городов Хасанкейф, Курталан и Сирт (рис. 2). Центром извержения базальтовых лав в этом районе является возвышенность Гиридере, расположенная к северу от поселка Тулумташ. Вулканиды покрывают здесь территорию площадью около 40 км<sup>2</sup>; с юга ареал их распространения ограничен долинами рек Дикле и Тигр. В северной части плато молодые базальты несогласно перекрывают отложения мела и палеогена, на юге – миоцена. Лавы распространялись от вулкана Гиридере преимущественно в западном и южном направлениях, согласно уклону местности; в конечном итоге они достигли долины р. Тигр (рис. 3в). Наблюдаемые стратиграфические взаимоотношения указывают на их постмиоценовый возраст.

**Вулканический ареал Алемдаг**, имеющий площадь около 900 км<sup>2</sup>, расположенный на правом берегу долины р. Тигр, на пограничных территориях Турции и Сирии в окрестностях городов Нусайбин, Идиль, Сирнак, Джизре и Камышлы (рис. 2). Извержения щелочных базальтов здесь были связаны с активностью крупного конуса Алемдаг в окрестностях города Идиль (рис. 3д), а также многочисленных трещинных аппаратов. На территории Сирии базальты плато обычно упоминаются как лавы долины р. Тигр (Abdel-Fattah, Lease, 2012; Trifonov et al., 2011). Помимо лавовых покровов в строении плато участвуют и пирокластические образования, что указывает на смешанный эффузивно-эксплозивный характер развивавшейся здесь магматической активности. Лавы Алемдага несогласно перекрывают отложения палеогена и миоцена, и, в свою очередь, в районе города Джизре перекрывают раннечетвертичными песчаниками и конгломератами формации *Lahta*. Суммарная мощность базальтовых покровов достигает 30 м; часто они имеют столбчатую отдельность.

Во время полевых наблюдений было установлено, что плато Алемдаг сложено тремя горизонтами базальтовых лав (рис. 3г). Наиболее молодые из них связаны с активностью конуса Алемдаг, потоки которого распространялись преимущественно в южном направлении, перекрыли продукты более ранних фаз активности и перешли на территорию Сирии. На востоке они достигли долины реки Тигр, где сейчас располагаются на верхней ее террасе.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Нами были проведены полевые исследования трех указанных ареалов молодого базальтового вулканизма (Батман, Курталан и Алемдаг) в пределах северо-восточной части Аравийской плиты на территории юго-восточной Турции, по результатам которых была отобрана представительная (более 130 штук) коллекция образцов лав, которые в полной мере характеризуют основные петрологические типы пород из разных стратиграфических уровней трех упомянутых выше ареалов. По результатам петрографического и геохимического изучения из них было отобрано 15 образцов с минимальными признаками низкотемпературных вторичных изменений. В табл. 1 представлены географические координаты мест отбора образцов, названия и химический состав пород; на рис. 2 также указаны места их отбора. Предварительная подготовка проб для геохимического, К–Аг геохронологического и Sr–Nd–Pb изотопно-геохимического изучения включала их дробление в металлической ступке до размера зерен 0.25 мм. Затем проба делилась на две навески по 50–100 г. Первая истиралась до пудры и исполь-



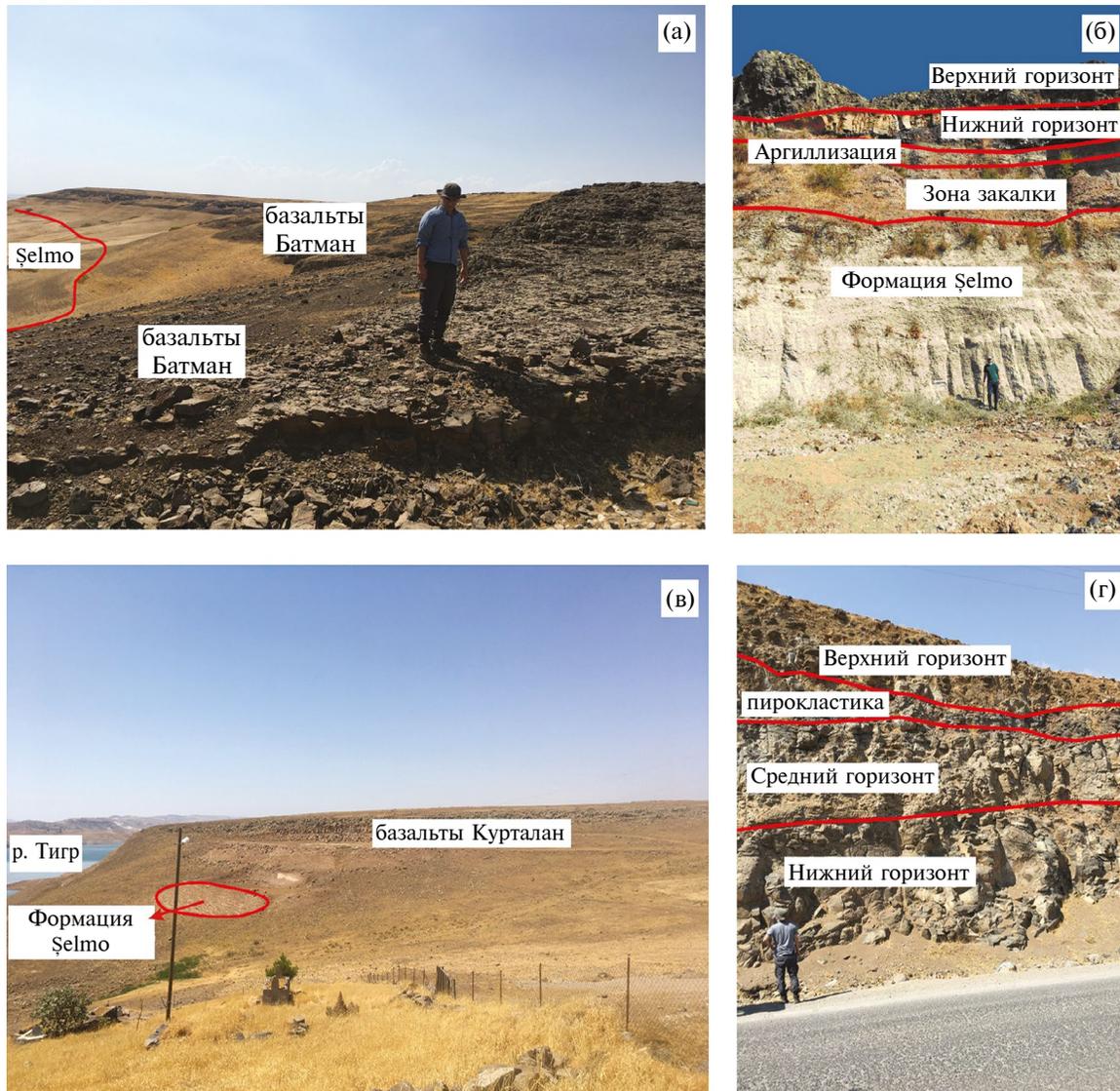
**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта северо-восточной части Аравийской плиты, составленная на основе геологических карт Турции и Сирии масштаба 1:500000. Указаны места отбора проб и полученные для них в настоящей работе значения К-Аг возраста (млн лет). 1 – неоген-четвертичные континентальные обломочные отложения, 2 – среднечетвертичные базальтовые лавы (около 1.5–1.3 млн лет), 3 – раннечетвертичные базальтовые лавы (около 2.0–1.9 млн лет), 4 – плиоценовые базальтовые лавы (около 3.0 млн лет), 5 – миоценовые базальтовые лавы (6.1–4.9 млн лет), 6 – известняки, обломочные отложения и эвапориты палеогена, 7 – вулканиты палеогена, 8 – мергели мела, 9 – известняки поздней юры, 10 – палеозойские метаморфические комплексы Битлис-Потуржского массива, 11 – сутура Битлис, 12 – места отбора проб.

зовалась для определения содержаний порообразующих оксидов, рассеянных элементов, а также изотопного состава Sr, Nd и Pb. Вторая навеска использовалась для К-Аг датирования. Вручную под оптическим контролем из нее удалялись минералы вкрапленники, а оставшаяся основная масса вулканитов обрабатывались слабым раствором соляной кислоты для удаления ксеногенного карбоната.

*Методы изучения химического состава пород*

Определение содержаний главных порообразующих компонентов вулканитов проведено рентгено-флюоресцентным методом на вакуумном спектрометре Axios mAX Advanced (PANalytical,

Нидерланды). Анализировались препараты, представляющие собой стеклообразные диски, полученные путем плавления прокаленного материала проб горных пород в смеси с боратом лития при температуре 1200°C. Потеря массы при прокаливании (ППП) определялось гравиметрически после прокаливании порошков проб в муфельной печи при температуре 950°C в течение одного часа. При калибровке спектрометра использовались государственные стандартные образцы химического состава силикатных пород, а контроль правильности получаемых результатов осуществлялся с помощью анализа стандартных образцов горных пород (BHVO-2 и COQ-1) геологической службы США



**Рис. 3.** Стратиграфические взаимоотношения молодых базальтовых лав и осадочных образований чехла Аравийской плиты в пределах изученных ареалов молодого вулканизма (фото – V. Oyan). (а) – вулканический покров Батман в районе горы Кира; (б) – залегание базальтов покрова Батман на осадочных образованиях формации Şelmo с образованием мощной зоны закалки; (в) – базальтовые лавы вулканического центра Курталан в долине р. Тигр; (г) – три стратиграфических уровня лав плато Алемдаг.

(USGS). Точность измерения пороодообразующих элементов, содержание которых в образцах превышает 0.5 мас. %, составляла 3–5% отн.

Определение содержаний рассеянных элементов в горных породах проведено методом ICP-MS в ИГиНГТ КФУ (г. Казань) на квадрупольном масс-спектрометре iCAP SQ (Thermo Fisher Scientific). Вскрытие валовых проб пород, навески которых варьировали от 150 до 200 мг, осуществлялось с помощью микроволновой печи в смеси концентрированных неорганических кислот согласно многоступенчатой методике (Bettinelli et al.,

2000). Перед измерением в рабочие растворы проб добавлялся трасер, представляющий собой моноэлементный раствор индия. Погрешность определения содержания анализируемых элементов, оцененная по результатам систематических анализов международных стандартов горных пород BHVO-2 и AGV-2, не превышала  $\pm 3\%$  (2SD). Уровень определения содержаний химических элементов составлял: 0.02–0.05 мкг/г для V, Cr, Co, 0.1–0.3 мкг/г для Cr, Ni, Ge, Sr, Y; Zr, W; Cu, 0.5–0.6 мкг/г для Zn и As, 0.06 мкг/г для Pb, 0.001–0.002 мкг/г для Li, Be, Sc, Ga, Se, Rb, Nb, Mo, Cd, Sn, Cs, Ba, REE, Hf, Ta, Tl, U и Th. Результаты представлены в табл. 1.

*К-Аг метод изотопного датирования*

К-Аг датирование лав выполнено с помощью высокочувствительной низкофоновой методики, разработанной в ИГЕМ РАН для определения возраста молодых вулканитов. Ее подробное описание, включающее геохимическое обоснование, характеристики применяемой аппаратуры, алгоритм проведения анализа и оценки точности результатов, изложено в статье (Чернышев и др., 2006). В качестве К-Аг геохронометра использована основная масса вулканитов. Присутствующие в некоторых образцах признаки низкотемпературных наложенных процессов, выражающиеся в идингситизации отдельных вкрапленников оливина, не могли оказать влияние на замкнутости К-Аг изотопной системе основной массы вулканитов. Определение концентрации радиогенного  $^{40}\text{Ar}$  в пробах выполнено на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ (СЭЛМИ) на основе методики изотопного разбавления (трассер — моноизотоп  $^{38}\text{Ar}$ ). Содержание калия определено методом пламенной спектрофотометрии на приборе ФПА-01 (Элам-Центр) с точностью  $\pm 1\%$  отн. ( $\sigma$ ). При расчетах возраста использованы общепринятые значения констант распада калия и изотопного отношения  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  в земной атмосфере (Steiger, Jager, 1977). Результаты К-Аг датирования приведены в табл. 2.

*Методы определения изотопного состава Sr и Nd*

Изотопный состав Sr и Nd в пробах вулканитов определен с использованием традиционных методик химической подготовки проб для изотопного масс-спектрометрического анализа (Ларионова и др., 2013). Химическое разложение навесок проб массой 50–100 мг проводилось в смеси неорганических кислот  $\text{HF} + \text{HNO}_3$  (5:1) в течение суток автоклавным способом при температуре около 120 °С. Непосредственно перед разложением в пробы добавлялись  $^{85}\text{Rb}$ - $^{84}\text{Sr}$  и  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$  трассеры. Получение чистых препаратов Rb, Sr, Sm и Nd осуществлялась с помощью двухступенчатой ионнообменной хроматографии, описание которой подробно изложено в работе (Чугаев и др., 2018). Уровень лабораторного загрязнения проб (фона) в химических процедурах не превышал 0.1 нг для Sr и для Nd.

Анализ изотопного состава Rb, Sr, Sm и Nd в выделенных фракциях выполнялся на многоколлекторном термоионизационном масс-спектрометре Sector 54 (Micromass). Правильность масс-спектрометрических измерений изотопных отношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  контролировалась систематическими измерениями международного стандарта изотопного состава Sr (SRM-987) и внутрилабораторного образца изотопного состава Nd “Nd-IGEM”. Погрешность измеренных отношений

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  не превышала 0.003% и 0.002% соответственно. Для элементных изотопных отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  погрешность равна 1% и 0.2% соответственно ( $2\sigma$ ). Результаты Rb-Sr и Sm-Nd изучения вулканитов представлены в табл. 3.

*Метод высокоточного изотопного анализа Pb*

Высокоточный изотопный анализ Pb в валовых пробах вулканитов выполнен методом многоколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS), включавшим корректирование эффекта приборной масс-дискриминации изотопов свинца по опорному изотопному отношению  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$  (Rekhamper, Halliday, 1998). Химическое разложение навесок образцов массой 0.05–0.08 мг осуществлялось аналогичным способом, что и для изотопного анализа Sr и Nd. Далее проводилось хроматографическое выделение Pb на PFA-микроколлонках, заполненных 0.1 мл анионитом BioRad AG-1 $\times$ 8 (200–400 меш) (Чугаев и др., 2013). Величина холостого опыта в полной химической процедуре выделения свинца не превышала 0.1 нг Pb.

Измерения проводились на 9-коллекторном масс-спектрометре NEPTUNE (Thermo Fisher Scientific) с помощью методики, подробно описанной в работе (Чернышев и др., 2007). Правильность получаемых данных контролировалась по результатам параллельных анализов стандартного образца изотопного состава Pb SRM-981 и стандартного образца (горная порода) AGV-2 (USGS) Геологической службы США. В серии из 6 параллельных анализов средние значения изотопных отношений Pb для образца AGV-2 составили:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.871 \pm 6$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.621 \pm 3$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.547 \pm 1$ . Итоговая погрешность ( $\pm 2\text{SD}$ ) измерения отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в валовых пробах вулканитов оценена как  $\pm 0.03\%$ . Результаты изотопного анализа Pb в породах представлены в табл. 3.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

*Минералого-петрографическая характеристика пород*

**Вулканический ареал Батман.** Щелочные базальты обоих горизонтов лавового покрова Батман в целом характеризуются близким петрографическим обликом (рис. 4а, б), однако в нижнем преобладают массивные разновидности пород, а в верхнем — пористые. Встречаются как порфировые, так и афировые лавы. В порфировых разновидностях фенокристы представлены *Ol*, *Spx* (титанистый авгит), *Pl* (андезин–лабрадор, редко битовнит) и второстепенным анортоклазом. Основная масса имеет интерсертальную или трахитовую структуру (в афировых разновидностях); сложена

Таблица 1. Места отбора и химический состав изученных образцов

Образец	Батман			Курталан		Алемдаг, фаза I		Алемдаг, фаза II			Алемдаг, фаза III				
	АРВ8	АРВ14	АРВ23	АРК40	АРК50	АРК54	АРС65	АРС123	АРС63	АРС67	АРС113	АРС119	АРС114	АРС124	АРС136
Координаты (WGS84)	41°13'40.55"В 37°56'37.27"С	41°16'02.96"В 37°54'57.84"С	41°20'38.46"В 37°49'38.98"С	41°41'50.87"В 37°46'34.49"С	41°43'34.17"В 37°45'46.15"С	41°45'0.96"В 37°47'23.82"С	41°51'41.82"В 37°22'10.02"С	37°15'59.23"С 42°7'57.18"В	37°17'43.44"С 41°49'9.00"В	37°23'37.80"С 41°51'36.48"В	37°15'10.22"С 41°51'6.02"В	37°21'19.21"С 42°1'12.10"В	37°14'34.38"С 41°57'4.55"В	37°14'34.38"С 42°8'5.91"В	37°18'19.60"С 42°9'23.46"В
Порода	гавайит	гавайит	гавайит	базальт	базальт	базальт	базальт	базальт	тефрит	базанит	тефрит	тефрит	базальт	базальт	базальт
<b>Породообразующие оксиды, мас. %</b>															
SiO <sub>2</sub>	47.35	47.03	47.22	46.07	45.75	45.82	46.34	46.49	46.65	44.92	45.32	44.21	48.29	47.28	47.46
TiO <sub>2</sub>	3.54	3.50	3.57	2.67	2.63	2.62	1.89	1.91	2.15	2.31	2.03	2.42	1.70	1.82	1.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.97	13.70	13.58	14.38	14.17	14.17	14.90	14.33	14.66	14.37	14.18	13.91	14.76	14.99	14.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> общ.	14.90	14.82	14.72	13.47	13.36	13.27	12.77	12.79	14.07	14.81	14.19	14.74	13.28	12.60	13.46
MnO	0.23	0.22	0.23	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.18	0.17	0.18	0.16	0.16	0.17
MgO	3.98	4.35	3.81	8.70	9.12	8.97	7.75	9.20	6.35	6.55	6.22	6.72	8.89	8.69	9.15
CaO	8.01	8.13	8.56	8.69	8.85	8.79	10.28	9.48	6.73	7.61	7.36	7.12	8.27	9.82	8.75
Na <sub>2</sub> O	3.95	3.98	4.21	3.63	3.59	3.49	3.40	3.54	6.29	5.61	6.85	6.72	3.46	3.17	3.27
K <sub>2</sub> O	1.47	1.41	1.40	1.26	1.24	1.20	0.86	0.97	2.17	1.84	2.31	2.25	0.70	0.72	0.76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.64	1.59	1.62	0.38	0.34	0.35	0.29	0.32	0.76	0.85	0.83	0.97	0.22	0.27	0.24
ППП	0.70	1.00	0.80	0.20	0.40	0.80	1.00	0.40	-0.14	0.83	0.34	0.61	-0.10	0.10	-0.10
Сумма	99.04	98.73	98.92	99.41	99.21	98.84	98.64	99.19	99.99	99.05	99.46	99.24	99.73	99.52	99.73
ТА	5.42	5.39	5.61	4.89	4.83	4.69	4.26	4.51	8.46	7.45	9.16	8.97	4.16	3.89	4.03
Mg#	0.35	0.37	0.34	0.56	0.58	0.57	0.55	0.59	0.47	0.47	0.47	0.48	0.57	0.58	0.58
<b>Нормативный состав (CIPW Norm)</b>															
Or	8.77	8.44	8.36	7.49	7.39	7.18	5.15	5.78	12.83	10.98	13.73	13.40	4.15	4.28	4.50
Ab	33.75	34.11	36.01	22.97	21.28	22.64	22.18	22.16	22.04	19.64	15.20	14.53	29.36	25.64	27.75
An	16.20	15.55	14.18	19.34	19.04	19.68	23.17	20.51	5.36	8.68	1.13	1.15	22.74	24.66	23.20
Ne	—	—	—	4.29	5.06	3.92	3.79	4.36	16.90	15.32	23.34	23.17	—	0.71	—
Di	10.78	12.12	14.85	17.34	18.49	17.81	21.57	19.99	18.60	19.29	24.27	22.55	13.73	18.21	15.18

Таблица 1. Продолжение

Образец	Батман			Курталан			Алемдаг, фаза I			Алемдаг, фаза II			Алемдаг, фаза III		
	АРВ8	АРВ14	АРВ23	АРК40	АРК50	АРК54	АРС65	АРС123	АРС63	АРС67	АРС113	АРС119	АРС114	АРС124	АРС136
Координаты (WGS84)	41°13'40.55"В 37°56'37.27"С	41°16'02.96"В 37°54'57.84"С	41°20'38.46"В 37°49'58.98"С	41°41'50.87"В 37°46'34.49"С	41°43'34.17"В 37°45'46.15"С	41°45'0.96"В 37°47'23.82"С	41°51'41.82"В 37°22'10.02"С	37°15'59.23"С 42° 7°57.18"В	41°49'9.00"В 37°17'43.44"С	41°51'36.48"В 37°23'37.80"С	41°51'6.02"В 37°15'10.22"С	37°21'19.21"С 42° 1°12.10"В	41°57'4.55"В 37°14'59.87"С	37°14'34.38"С 42° 8°5.91"В	37°18'19.60"С 42° 9°23.46"В
Порода	гавайит	гавайит	гавайит	базальт	базальт	базальт	базальт	базальт	тефрит	базанит	тефрит	тефрит	базальт	базальт	базальт
Hu	10.47	7.55	3.43	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4.02	—	0.46
OI	1.91	4.29	4.99	16.16	16.58	16.66	13.98	16.87	9.82	11.11	7.41	8.94	16.29	16.87	18.99
Mt	7.51	7.48	7.54	6.42	6.35	6.27	5.85	5.94	8.63	8.58	9.14	9.38	5.99	5.54	5.97
II	6.79	6.74	6.86	5.10	5.04	5.37	3.64	3.66	4.09	4.43	3.88	4.63	3.24	3.48	3.41
Ap	3.92	3.82	3.88	0.91	0.81	0.84	0.70	0.76	1.80	2.03	1.98	2.32	0.52	0.64	0.57
<b>Микроэлементы, г/т</b>															
Li	16.69	14.52	16.08	7.27	9.04	9.36	7.17	8.22	13.50	12.34	12.24	14.19	8.74	8.77	9.18
Be	1.97	2.09	1.76	1.66	2.66	1.77	1.76	1.32	4.51	4.02	5.66	7.33	1.65	2.40	2.16
Sc	25.45	28.14	27.51	15.09	15.01	15.53	17.57	18.75	11.17	13.97	10.87	13.01	23.60	26.56	22.25
V	159.56	156.95	162.44	189.94	184.25	183.47	179.90	182.05	111.23	132.47	103.73	143.42	216.88	238.02	222.80
Cr	3.75	3.98	4.06	194.98	190.69	204.78	240.71	267.38	122.36	126.99	119.53	133.50	288.87	316.45	307.82
Co	26.61	26.72	27.47	56.65	56.22	59.76	50.87	56.39	46.41	49.30	43.67	49.49	57.91	55.96	59.36
Ni	4.41	4.11	4.25	199.90	203.41	219.72	157.28	231.89	135.71	141.90	131.74	123.83	213.56	175.22	217.80
Cu	20.98	23.52	28.08	72.82	67.23	74.60	70.97	53.70	53.19	52.41	53.65	55.93	67.02	57.36	57.43
Zn	138.87	141.70	142.99	151.11	140.75	148.95	127.29	134.71	209.79	201.53	217.05	250.71	155.99	142.44	154.71
Ga	27.21	27.10	27.48	21.63	20.53	22.04	19.69	20.02	32.81	33.03	35.47	41.77	20.61	21.97	21.48
Ge	12.03	12.29	12.00	7.95	7.83	7.72	6.77	6.72	9.54	11.40	11.27	12.62	7.46	6.52	7.34
As	7.06	9.45	8.67	4.14	4.16	3.66	10.23	2.82	5.38	9.37	6.55	12.25	2.14	2.05	2.74
Se	8.57	7.68	8.76	3.28	4.87	3.80	4.18	3.27	6.16	5.75	7.56	8.56	3.33	2.82	3.48
Rb	23.37	22.87	23.87	16.28	15.99	14.82	8.52	11.60	13.92	8.26	13.71	13.09	6.06	7.64	9.06

Таблица 1. Продолжение

Образец	Батман			Курталан			Алемдаг, фаза I			Алемдаг, фаза II			Алемдаг, фаза III		
	АРВ8	АРВ14	АРВ23	АРК40	АРК50	АРК54	АРС65	АРС123	АРС63	АРС67	АРС113	АРС119	АРС114	АРС124	АРС136
Координаты (WGS84)	41°13'40.55"В 37°56'37.27"С	41°16'02.96"В 37°54'57.84"С	41°20'38.46"В 37°49'58.98"С	41°41'50.87"В 37°46'34.49"С	41°43'34.17"В 37°45'46.15"С	41°45'0.96"В 37°47'23.82"С	41°51'41.82"В 37°22'10.02"С	37°15'59.23"С 42°7'57.18"В	37°17'43.44"С 41°49'9.00"В	37°23'37.80"С 41°51'36.48"В	37°15'10.22"С 41°51'6.02"В	37°21'19.21"С 42°1'12.10"В	37°14'59.87"С 41°57'4.55"В	37°14'34.38"С 42°8'5.91"В	37°18'19.60"С 42°9'23.46"В
Порода	гвайит	гвайит	гвайит	базальт	базальт	базальт	базальт	базальт	тефрит	базанит	тефрит	тефрит	базальт	базальт	базальт
Sr	349.27	356.12	370.44	531.83	538.63	528.52	473.19	512.94	983.92	1037.01	1142.74	1318.16	369.87	466.05	425.35
Y	48.23	49.83	49.42	18.01	17.59	17.95	18.13	16.66	14.22	16.47	15.03	16.24	18.32	19.23	17.53
Zr	271.64	278.39	282.14	185.62	182.00	183.23	163.06	163.37	392.71	366.87	405.37	498.98	149.80	148.21	151.37
Nb	19.18	19.80	20.07	46.44	45.21	45.46	23.80	29.33	52.22	41.33	53.66	46.25	13.25	16.99	16.85
Mo	1.28	1.85	2.02	2.07	1.64	2.27	1.70	2.01	3.79	4.72	3.34	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО
Cd	0.15	0.14	0.23	0.12	0.14	0.13	0.05	0.05	0.15	0.07	0.08	0.16	0.14	0.08	0.06
Sn	3.05	2.66	2.48	1.80	1.93	1.63	1.42	1.29	3.76	2.92	3.44	4.10	1.56	1.40	1.74
Sb	0.85	1.00	0.74	0.13	0.12	0.11	0.08	0.14	0.21	0.21	0.13	0.22	0.08	0.08	0.07
Cs	0.61	0.38	1.13	0.45	0.41	0.45	0.14	0.25	0.33	0.14	0.22	0.50	0.20	0.13	0.19
Ba	471.85	428.46	529.40	229.24	285.25	280.57	223.85	211.99	288.57	217.11	282.12	218.65	128.54	209.48	157.66
La	38.09	38.45	37.76	24.80	24.03	23.12	20.96	23.39	38.98	43.99	45.64	45.48	13.22	16.82	14.91
Ce	87.90	89.21	87.35	50.27	48.89	47.38	41.70	44.79	81.43	90.46	93.30	94.14	27.96	33.57	30.75
Pr	12.40	12.56	12.43	6.46	6.30	6.13	5.32	5.45	10.42	11.45	11.90	11.39	3.59	4.16	3.79
Nd	56.80	57.40	56.47	27.00	26.86	26.01	22.14	22.65	43.80	47.31	48.66	48.12	16.53	18.41	16.97
Sm	13.03	13.37	13.24	6.17	6.11	5.99	5.20	5.04	8.84	9.82	10.18	9.75	3.93	4.17	4.05
Eu	5.25	5.44	5.30	2.13	2.10	2.06	1.81	1.76	3.07	3.29	3.46	2.96	1.32	1.46	1.34
Gd	14.69	14.85	14.65	6.30	6.16	6.05	5.48	5.33	8.03	8.69	8.64	7.55	4.02	4.38	4.12
Tb	1.93	1.95	1.93	0.81	0.81	0.78	0.74	0.71	0.93	0.99	0.98	0.91	0.61	0.63	0.60
Dy	12.00	12.17	12.00	4.75	4.62	4.57	4.55	4.27	4.62	5.10	4.80	4.06	3.49	3.56	3.41
Ho	2.18	2.21	2.18	0.79	0.76	0.76	0.80	0.73	0.64	0.74	0.66	0.61	0.66	0.68	0.64

Таблица 1. Окончание

Образец	Батман			Кургалан		Алемдаг, фаза I		Алемдаг, фаза II			Алемдаг, фаза III				
	АРВ8	АРВ14	АРВ23	АРК40	АРК50	АРК54	АРС65	АРС123	АРС63	АРС67	АРС113	АРС119	АРС114	АРС124	АРС136
Координаты (WGS84)	37°56'37,27"С 41°13'40,55"В	37°54'57,84"С 41°16'02,96"В	37°49'58,98"С 41°20'38,46"В	37°46'34,49"С 41°41'50,87"В	37°45'46,15"С 41°43'34,17"В	37°47'23,82"С 41°45'0,96"В	37°22'10,02"С 41°51'41,82"В	37°15'59,23"С 42°7'57,18"В	37°17'43,44"С 41°49'9,00"В	37°23'37,80"С 41°51'36,48"В	37°15'10,22"С 41°51'6,02"В	37°21'19,21"С 42°1'12,10"В	37°14'59,87"С 41°57'4,55"В	37°14'34,38"С 42°8'5,91"В	37°18'19,60"С 42°9'23,46"В
Порода	гавайит	гавайит	гавайит	базальт	базальт	базальт	базальт	базальт	тефрит	базанит	тефрит	тефрит	базальт	базальт	базальт
Er	5.83	5.99	5.93	1.99	1.93	1.93	2.10	1.91	1.41	1.64	1.41	1.24	1.87	1.86	1.69
Tm	0.78	0.79	0.76	0.24	0.24	0.24	0.27	0.24	0.15	0.19	0.15	0.14	0.24	0.23	0.23
Yb	5.12	5.15	5.02	1.60	1.49	1.57	1.79	1.61	0.91	1.14	0.86	0.79	1.53	1.46	1.43
Lu	0.65	0.66	0.65	0.19	0.19	0.18	0.21	0.19	0.11	0.13	0.09	0.10	0.23	0.21	0.21
Hf	7.34	7.43	7.41	5.44	5.28	5.34	4.67	4.58	10.36	9.49	10.49	9.18	3.25	3.16	3.27
Ta	1.48	1.50	1.47	3.22	3.12	3.14	1.42	1.61	3.56	2.87	3.57	2.61	0.70	0.76	0.84
W	0.50	0.23	0.65	0.43	0.44	0.53	0.26	0.29	0.52	0.45	0.40	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО
Tl	0.09	0.09	0.11	0.06	0.06	0.05	0.03	0.03	0.05	0.03	0.05	0.12	0.04	0.03	0.03
Pb	6.84	6.90	7.40	4.13	3.97	3.90	2.51	2.78	3.93	4.28	4.08	3.94	2.12	2.03	2.20
Bi	0.04	0.05	0.05	0.03	0.04	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Th	5.13	5.13	5.00	3.29	3.12	3.05	2.70	3.05	4.05	4.10	4.34	3.44	1.67	1.80	1.85
U	1.54	1.81	1.74	0.90	0.82	0.87	0.63	0.65	1.41	1.43	1.24	1.33	0.51	0.39	0.42

Примечания. Содержание FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> для расчета нормативного минерального состава пород (CIPW Norm) пересчитаны из содержания Fe<sub>2</sub>O<sub>3(общ)</sub> в соответствии с уравнением из (Le Maitre, 1976). Обозначения: TA – Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O; Mg# (магнезиальность) = (MgO/40) / (MgO/40 + 2\*Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/160).

**Таблица 2.** Результаты К-Аг датирования молодых базальтов Аравийской плиты

Образец	Калий, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{рад}}$ , нг/г $\pm\sigma$	$^{40}\text{Ar}_{\text{возд}}$ , % (в образце)	Возраст, млн лет $\pm 2\sigma$
<b>Батман, фаза I</b>				
APB14	1.17	0.4812 $\pm$ 0.0036	73.2	5.92 $\pm$ 0.22
<b>Батман, фаза II</b>				
APB8	1.19	0.4274 $\pm$ 0.0029	38.1	5.17 $\pm$ 0.19
APB23	1.16	0.4239 $\pm$ 0.0023	13.2	5.26 $\pm$ 0.19
<b>Курталан</b>				
APK40	1.14	0.1022 $\pm$ 0.0019	55.0	1.29 $\pm$ 0.07
APK50	1.14	0.1157 $\pm$ 0.0019	52.1	1.46 $\pm$ 0.07
APK54	1.10	0.1173 $\pm$ 0.0014	70.0	1.54 $\pm$ 0.07
<b>Алемдаг, фаза I</b>				
APC65	0.70	0.1460 $\pm$ 0.0017	42.0	3.00 $\pm$ 0.15
APC123	0.82	0.1714 $\pm$ 0.0019	51.3	3.01 $\pm$ 0.13
<b>Алемдаг, фаза II</b>				
APC63	1.74	0.2302 $\pm$ 0.0024	24.8	1.91 $\pm$ 0.06
APC67	1.47	0.1947 $\pm$ 0.0021	59.0	1.91 $\pm$ 0.07
APC113	1.71	0.2202 $\pm$ 0.0013	14.4	1.86 $\pm$ 0.05
APC119	1.78	0.2523 $\pm$ 0.0032	29.3	2.04 $\pm$ 0.07
<b>Алемдаг, фаза III</b>				
APC114	0.59	0.0626 $\pm$ 0.0015	71.4	1.53 $\pm$ 0.09
APC124	0.69	0.0602 $\pm$ 0.0018	66.9	1.26 $\pm$ 0.09
APC136	0.70	0.0630 $\pm$ 0.0014	59.7	1.30 $\pm$ 0.08

лейстами *Pl*, микрокристаллами *Ol*, *Срх*, рудного минерала и вулканическим стеклом. В порфириновых лавах нередко гломеропорфириновые срастания вкрапленников. Большинство фенокристов *Ol* частично или полностью замещено иддингситом. В порах встречается вторичный кальцит.

**Вулканический ареал Курталан.** Лавы базальтового покрова Курталан имеют пористую или массивную текстуру, афировую или редкопорфировую структуру (рис. 4в). Фенокристы вулканитов представлены ассоциацией *Pl+Ol*. Основная масса – интерсертальная или флюидальная; сложена лейстами *Pl*, микрокристаллами *Ol*, *Срх*, рудного минерала и вулканическим стеклом. Некоторые фенокристы *Ol* частично или полностью замещены иддингситом. В порах встречается вторичный кальцит.

**Вулканическое ареал Алемдаг.** Разновозрастные базальтовые лавы плато Алемдаг имеют близкий

минералогический состав, но несколько отличаются своими текстурно-структурными характеристиками. Лавы первой фазы активности представлены массивными разностями, имеют афировую или порфириновую структуру (рис. 4г, д). В порфириновых базальтах фенокристы формируют ассоциацию *Ol+Срх+Pl*. Основная масса имеет флюидальную, субофитовую или интергранулярную структуру и сложена лейстами *Pl*, микрофенокристами *Ol*, *Срх* и рудного минерала, а также вулканическим стеклом. Некоторые вкрапленники *Ol* в краевых частях подверглись иддингситизации.

Лавы II фазы активности массивные или пористые, представлены редкопорфировыми и афировыми разностями (рис. 4е, ж). В разных образцах наблюдаются отличающиеся составом ассоциации фенокристов – (1) *Ol+Pl+Срх*, (2) *Ol*, (3) *Pl*. В порфириновых разностях основная масса имеет интер-

**Таблица 3.** Результаты изотопно-геохимического (Sr-Nd-Pb) изучения молодых базальтов Аравийской плиты и эоцен-олигоценых пород осадочного чехла

Номер образца	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	ε <sub>Nd(T)</sub>	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb
<i><b>Батман, фаза I</b></i>								
APB14	0.1936	0.704479±10	0.1387	0.512712±10	+1.6	18.949	15.694	39.066
<i><b>Батман, фаза II</b></i>								
APB8	0.1858	0.704451±10	0.1408	0.512766±09	+2.6	18.938	15.680	39.009
APB23	0.1864	0.704405±13	0.1417	0.512732±08	+2.0	18.932	15.670	38.993
<i><b>Курталан</b></i>								
APK40	0.0886	0.704070±10	0.1382	0.512816±09	+3.5	18.706	15.657	38.828
APK50	0.0859	0.704043±10	0.1375	0.512809±09	+3.4	18.702	15.653	38.816
APK54	0.0811	0.704031±10	0.1392	0.512857±09	+4.3	18.692	15.653	38.806
<i><b>Алемдаг, фаза I</b></i>								
APC65	0.0521	0.703946±10	0.1420	0.512826±09	+3.7	19.133	15.629	39.073
APC123	0.0654	0.704012±10	0.1345	0.512813±09	+3.5	19.047	15.642	39.054
<i><b>Алемдаг, фаза II</b></i>								
APC63	0.0409	0.703343±10	0.1220	0.512950±09	+6.1	18.851	15.571	38.710
APC67	0.0230	0.703325±14	0.1255	0.512945±10	+6.0	18.911	15.573	38.761
APC113	0.0347	0.703394±11	0.1265	0.512952±09	+6.2	18.825	15.568	38.684
APC119	0.0287	0.703371±10	0.1225	0.512945±09	+6.0	18.937	15.591	38.801
<i><b>Алемдаг, фаза III</b></i>								
APC114	0.0474	0.704168±12	0.1437	0.512758±09	+2.4	18.991	15.659	38.942
APC124	0.0474	0.703928±12	0.1369	0.512796±09	+3.0	19.040	15.658	39.004
APC136	0.0616	0.704188±10	0.1443	0.512772±10	+2.6	18.884	15.653	38.832
<i><b>Эоцен-олигоценые породы осадочного чехла</b></i>								
APKK-45	0.227	0.709623±12	0.1214	0.512198±10	-8.6	18.929	15.722	39.024
APKK-55	0.367	0.707343±10	0.1207	0.512685±09	+0.9	19.347	15.682	39.370

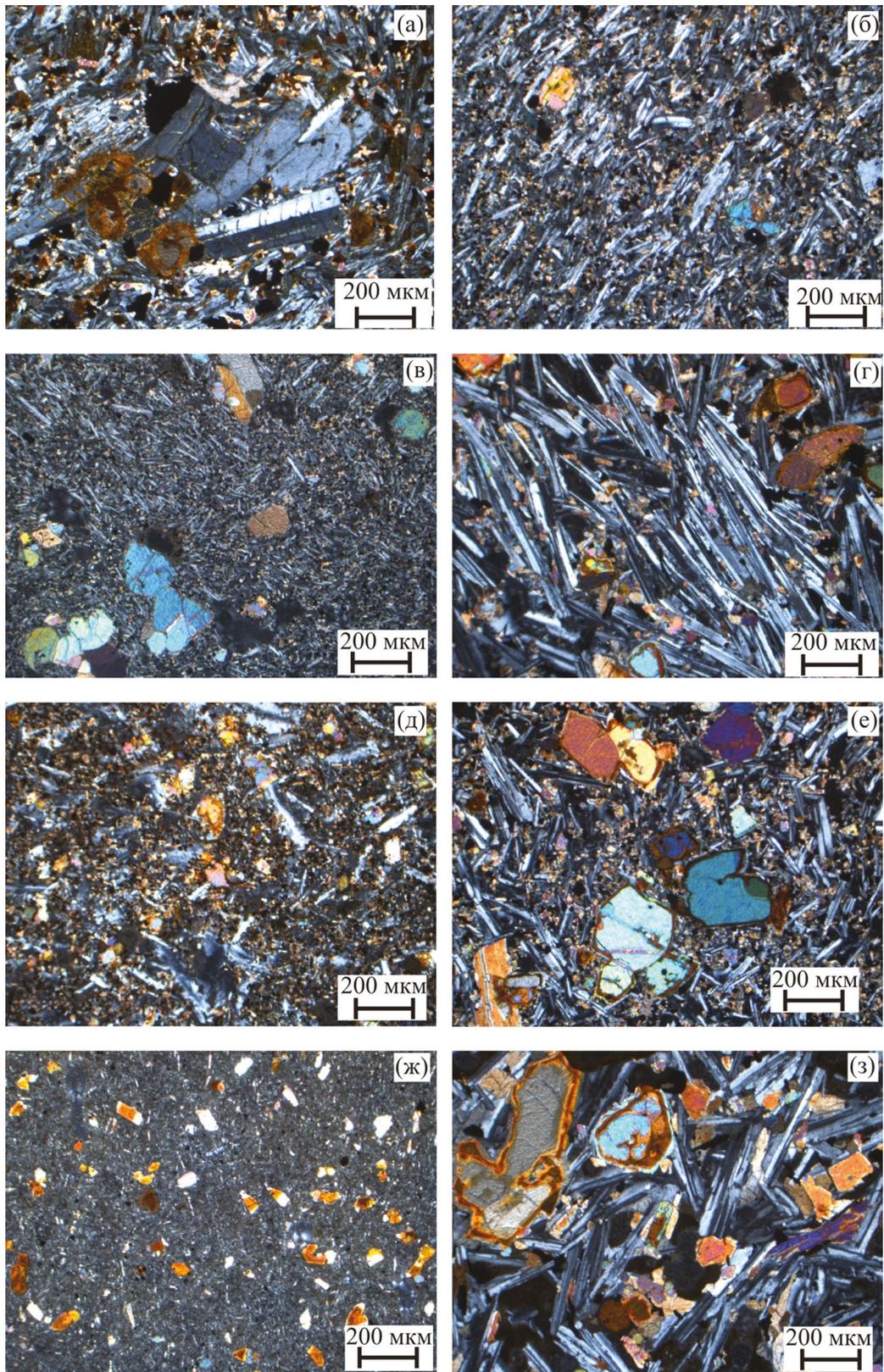
Примечания. Для вычисления величины ε<sub>Nd(T)</sub> использовались следующие параметры однородного хондритового резервуара (CHUR): <sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd = 0.1967, <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512638 (Jacobsen, Wasserburg, 1984).

гранулярную, субофитовую или скрытокристаллическую структуру; афировые базальты – более стекловатые с витрофировой, пойкилитовой или интерсертальной основной массой. Минеральный состав микрокристаллов матрицы лав в целом аналогичен таковому для фенокритов; в ней также присутствуют выделения нефелина и рудных фаз.

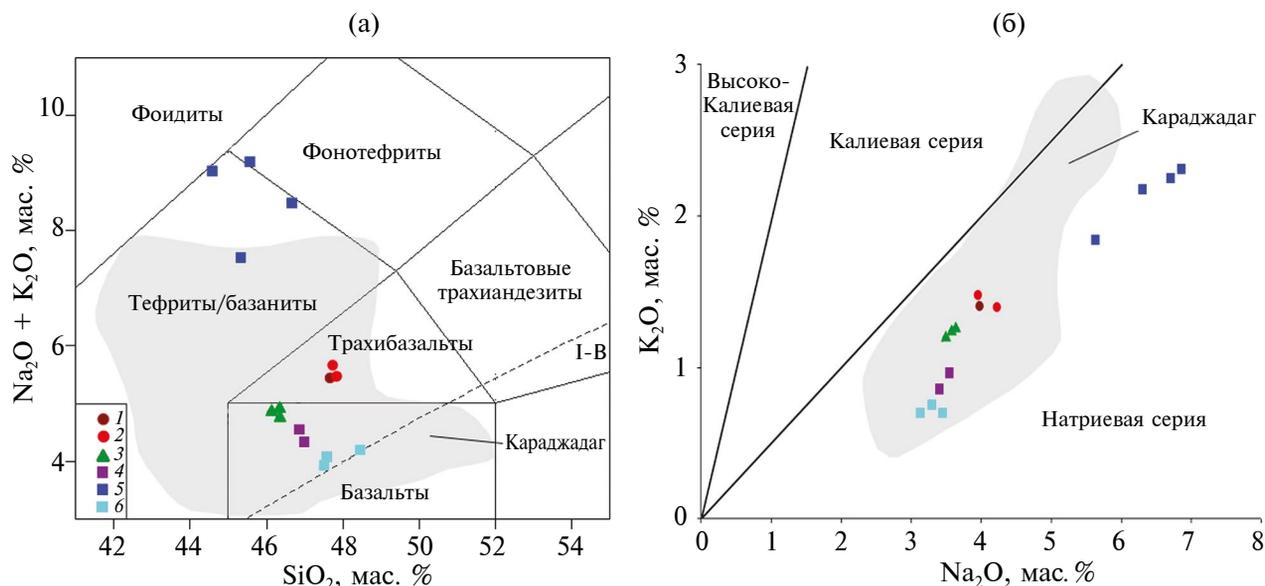
Массивные лавы III фазы активности плато Алемдаг по своему петрографическому облику в целом очень близки базальтам II фазы (рис. 4з), но выделения фельдшпатоида в матрице отсутствуют.

Оливин вкрапленников в этих породах полностью или частично замещен идингситом.

Таким образом, несмотря на некоторые различия в текстуре и структуре, а также степени раскристаллизованности матрицы все изученные щелочные базальты северо-восточной части Аравийской плиты в целом имеют близкий петрографический облик и характеризуются наличием в их минеральном составе устойчивой ассоциации *Ol+Pl+Crx*+рудный минерал. Отметим, что большинство изученных образцов содержит значительное количество



**Рис. 4.** Микрофотографии прозрачных шлифов изученных щелочных базальтов северо-восточной части аравийской плиты. Никели скрещены. (а, б) – лавы вулканического центра Батман, (в) – лавы вулканического центра Курталан, (г, д) – лавы I фазы активности плато Алемдаг, (е, ж) – лавы II фазы активности плато Алемдаг, (з) – лавы III фазы активности плато Алемдаг.



**Рис. 5.** Классификационные геохимические диаграммы для изученных пород северо-восточной части Аравийской плиты. (а) – фрагмент диаграммы TAS (Le Bas et al., 1986), (б) – диаграмма  $K_2O-Na_2O$  (Middlemost, 1975). I-B – кривая, разделяющая породы нормальной и повышенной щелочности (Irvine, Baragar, 1971). Поле составов вулканических пород плато Караджадаг показано на основе данных из статей (Lustrino et al., 2010; Keskin et al., 20126; Ecici et al., 2014). 1 – лавы I фазы активности вулканического центра Батман, 2 – лавы II фазы активности вулканического центра Батман, 3 – лавы вулканического центра Курталан, 4 – лавы I фазы активности плато Алемдаг, 5 – лавы II фазы активности плато Алемдаг, 6 – лавы III фазы активности плато Алемдаг.

ксенолитов осадочных пород (преимущественно известняков), захваченных расплавами из чехла Аравийской плиты.

*Номенклатура и основные геохимические характеристики пород*

Все изученные вулканиды северо-восточной части Аравийской плиты имеют основной состав при небольших вариациях содержания  $SiO_2$  (44.2–48.3 мас.%), относятся к натровым умеренно-щелочной и щелочной петрохимическим сериям (рис. 5). Величина ППП для всех изученных образцов не превышает 1 мас.% (табл. 1).

Лавы обеих фаз активности покрова Батман по своему химическому составу соответствуют натровым трахибазальтам (гавайитам) (рис. 5а). Они демонстрируют крайне незначительные вариации в содержании главных породообразующих оксидов ( $SiO_2$  – 47.0–47.4,  $Al_2O_3$  – 13.6–14.0,  $CaO$  – 8.0–8.6,  $Na_2O+K_2O$  – 5.4–5.6 при  $K_2O$  – 1.4–1.5 мас.%), а также большинства микроэлементов (табл. 1). Характерными особенностями гавайитов Батмана, контрастно отличающими их от щелочных базальтов двух других изученных нами ареалов, являются пониженные содержания  $MgO$  (менее 4.4 мас.%), концентрации  $Cr$  (<4 г/т),  $Co$  (<28 г/т),  $Ni$  (<5 г/т),  $Cu$  (<28 г/т),  $Sr$  (<370 г/т),  $Nb$  (<20 г/т) и значения

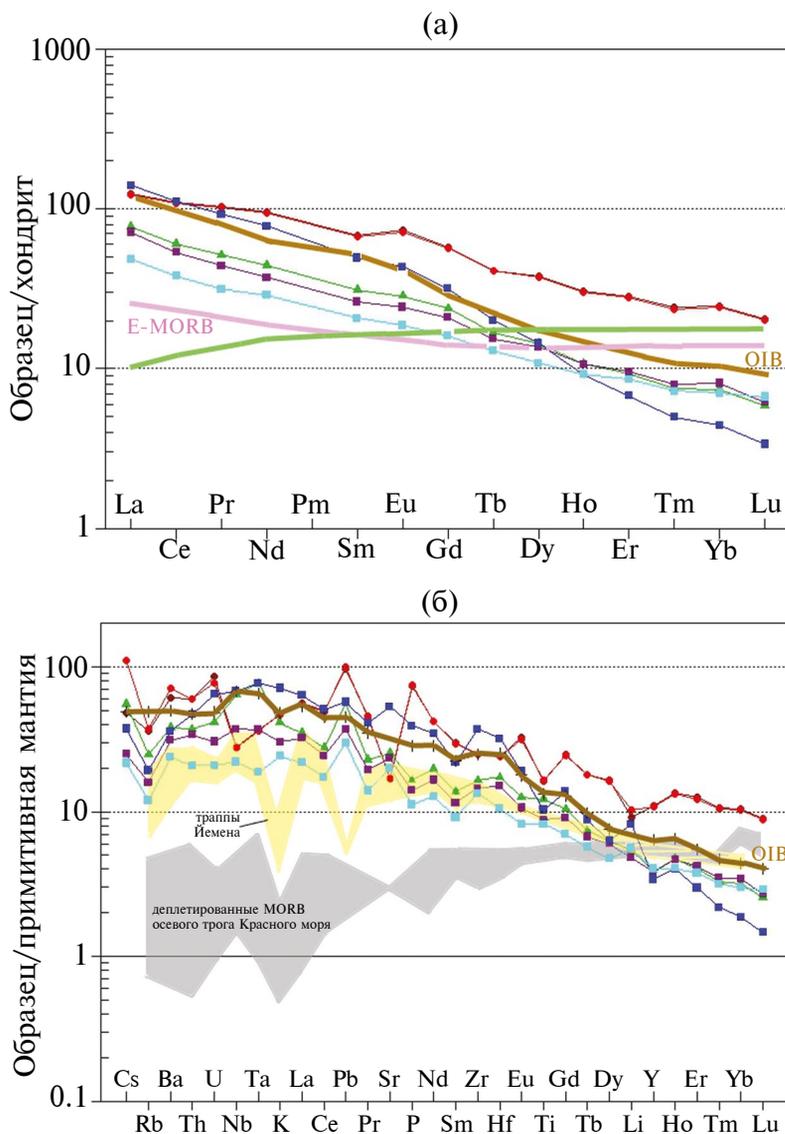
коэффициента магнезиальности ( $Mg\#$  0.34–0.37). Одновременно они отличаются повышенными содержаниями  $TiO_2$  (>3.5 мас.%),  $Fe_2O_3$  (>14.7 мас.%),  $MnO$  (>0.22 мас.%),  $P_2O_5$  (>1.6 мас. %) и концентрациями  $Li$  (>14 г/т),  $Sc$  (>25 г/т),  $Rb$  (>23 г/т),  $Y$  (>48 г/т),  $Pb$  (>6 г/т),  $Th$  (>5 г/т) и  $Ba$  (>420 г/т). В нормативном минеральном составе гавайитов (CIPW Norm, табл. 1) в отличие от других базальтов региона присутствуют два пироксена на фоне отсутствия в них нефелина, низкого содержания оливина (<5%) и повышенного – апатита (>3.8%).

Вулканиды покрова Курталан представлены базальтами (рис. 5а), демонстрирующими, аналогично лавам Батмана, постоянство своего химического состава ( $SiO_2$  – 45.8–46.0,  $Na_2O + K_2O$  – 4.7–4.9 при  $K_2O$  – 1.2–1.3 мас.%). Они характеризуются промежуточными между лавами двух других изученных ареалов содержаниями  $TiO_2$  (2.6–2.7 мас. %), высокими –  $MgO$  (8.7–9.1 мас. %) и умеренной магнезиальностью ( $Mg\#$  0.56–0.58). Базальты содержат пониженные концентрации  $Li$  (<9 г/т),  $Sc$  (<16 г/т) и  $Y$  (<18 г/т), повышенные –  $V$  (>180 г/т),  $Cr$  (>190 г/т),  $Ni$  (>200 г/т),  $Co$  (>55 г/т),  $Cu$  (>65 г/т),  $Zn$  (>140 г/т) и  $Nb$  (>45 г/т). Концентрации  $Rb$ ,  $Sr$ ,  $Zr$ ,  $Ba$ ,  $Pb$  и  $Th$  в лавах Курталана являются промежуточными между их величинами в вулканидах двух других изученных нами ареалов. Для нормативного минерального состава (CIPW Norm, табл. 1) базальтов характерны

высокие и примерно равные (16–18%) содержания оливина и клинопироксена, при незначительном (<5%) участии нефелина.

Вулканиты разных фаз активности плато Алемдаг на фоне достаточно малых вариаций в них содержания кремнезема ( $\text{SiO}_2$ —44.2–48.3, табл. 1) заметно отличаются между собой и от лав двух других изученных ареалов по многим геохимическим характеристикам. В наибольшей степени это относится к лавам II фазы, которые принадлежат щелочной серии (тефриты, реже — базаниты), в то время как лавы I и III фаз представлены умеренно-щелочными базальтами (рис. 5а). Тефриты II фазы активно-

сти плато Алемдаг характеризуются более высокими содержаниями  $\text{TiO}_2$  по сравнению с базальтами I и III фаз (2.0–2.4 и 1.7–1.9 мас.%, соответственно), но одновременно существенно более низкими по сравнению с лавами Батмана и Курталана (табл. 1). Аналогичная ситуация наблюдается в отношении  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (14.0–14.8 и 12.6–13.5 мас.%); при этом содержание этого оксида в тефритах Алемдага близко таковому в гавайитах Батмана. Содержание  $\text{MgO}$  в лавах II фазы плато Алемдаг невысокое (6.2–6.7 мас.%), существенно меньшее по сравнению с базальтами I и III фаз (7.8–9.2 мас.%), а также покрова Курталан, но более высокое по сравнению с гавайитами Батмана. Тефриты Алемдага отлича-



**Рис. 6.** Спектры распределения для усредненных составов разновозрастных изученных вулкаников северо-восточной части Аравийской плиты: (а) РЗЭ, нормированные к составу хондритового резервуара (CHUR); (б) микроэлементы, нормированные к составу примитивной мантии. Данные для нормирования взяты из работ (Sun, McDonough, 1989; Boynton, 1984). Условные обозначения — см. рис. 5. Данные о концентрациях микроэлементов и РЗЭ в базальтах Красного моря и траппах Йемена заимствованы из статей (Mattash et al., 2013, 2014).

ются минимальными среди всех изученных нами пород содержаниями CaO (6.7–7.6 мас. %; максимальные, 9.5–10.3 мас.%, наблюдаются в базальтах I фазы), но одновременно самыми высокими Na<sub>2</sub>O (5.6–6.9 мас. %) и K<sub>2</sub>O (1.8–2.3 мас. %).

В отношении микроэлементного состава тефриты II фазы активности плато Алемдаг, аналогично гавайитам Батмана, демонстрируют заметное обогащение Li (до 14 г/т) и Th (до 4 г/т). В них также отмечаются повышенные концентрации Be (до 7 г/т), Nb (до 54 г/т) и Zn (до 250 г/т). При этом тефриты обеднены Sc (< 14 г/т), V (< 145 г/т) и Y (< 16 г/т), но содержат умеренно высокие концентрации Ni (до 140 г/т), Sr (до 135 г/т), Co (до 50 г/т). Базальты I и III фаз активности плато Алемдаг по содержанию некоторых породообразующих оксидов (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O) и многих микроэлементов (Li, Be, V, Co, Ga, Y и др.) достаточно близки к лавам ареала Курталан. При этом они отличаются минимальными среди всех изученных пород содержаниями K<sub>2</sub>O (0.7–1.0 мас. %), концентрациями Li (< 9 г/т), Rb (< 12 г/т), Pb (< 2.8 г/т), Th (< 3 г/т) и U (< 0.7 г/т).

Главные особенности нормативного минерального состава (CIPW Norm) лав плато Алемдаг состоят в присутствии максимальных количеств нефелина в тефритах II фазы (до 23%; в базальтах I фазы – около 4%, а в базальтах III фазы – отсутствует) при минимальном содержании в них оливина (I – 14–17%, II – 7.4–11.1%, III – 16.3–19.0%). В вулканитах III фазы в небольших количествах появляется ортопироксен.

Спектры распределения РЗЭ (рис. 6а) для базальтов I и III фаз активности плато Алемдаг, а также покрова Курталан имеют близкую форму с пологим наклоном и отсутствием европиевой аномалии. В области легких и средних РЗЭ (от La до Gd) они занимают промежуточное положение между спектрами усредненных составов обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB) и океанических островов (ОИВ) с обогащением относительно хондритового резервуара (CHUR) от 80 (для легких РЗЭ) до 20 (для средних РЗЭ) раз, в то время как области тяжелых РЗЭ (от Tb до Lu) – демонстрируют сходство со спектром ОИВ при обогащении относительно CHUR в 6–8 раз. Распределение легких РЗЭ в гавайитах покрова Батман соответствует таковому для ОИВ с обогащением относительно CHUR примерно в 100 раз (рис. 6а). В области средних РЗЭ в их спектрах заметна небольшая положительная европиевая аномалия. В целом, в области средних и тяжелых РЗЭ гавайиты Батмана показывают заметно большее обогащение по отношению к CHUR (от 30 до 80 раз) чем лавы других ареалов, а также типичные ОИВ. Тефриты II фазы активности плато Алемдаг, напротив, демон-

стрируют минимальное среди всех изученных пород обогащение тяжелыми РЗЭ по сравнению с CHUR (от 3 до 10 раз), существенно меньшее, чем характерно для ОИВ. При этом в области легких и средних РЗЭ спектры тефритов практически идентичны таковому для среднего состава ОИВ. Необходимо отметить, что в целом они имеют самый крутой наклон среди всех изученных нами вулканитов северо-восточной части Аравийской плиты (рис. 6а).

Спектры распределения микроэлементов в изученных щелочных базальтах Аравийской плиты, нормированные по отношению к их концентрациям в примитивной мантии, в целом близки к таковым для типичных ОИВ (рис. 6б) – с преимущественным обогащением крупно-ионными литофильными элементами (LILE) и в меньшей степени высокозарядными элементами (HSFE) и РЗЭ. Спектры для умеренно-щелочных базальтов I и III фаз активности ареала Алемдаг и ареала Курталан близки между собой и в целом демонстрируют распределение микроэлементов, характерное для кайнозойских траппов юго-западной части Аравийской плиты. Различия обнаруживаются только по концентрациям K и Pb (в спектрах траппов для этих элементов заметны выраженные минимумы, в то время как в спектрах изученных базальтов видна положительная Pb-аномалия), а для лав Курталана, кроме того, отмечается Nb-Ta положительная аномалия. Тефриты II фазы активности ареала Алемдаг демонстрируют большее обогащение LILE, HSFE и легкими РЗЭ по сравнению с умеренно-щелочными базальтами, при одновременном заметном их обеднении тяжелыми РЗЭ. Наиболее сложный “пилообразный” спектр распределения характерен для тефритов ареала Батман. В нем хорошо видны положительные пики концентраций LILE, Pb, P при общем повышенном содержании РЗЭ, и выраженные минимумы по концентрациям Nb, Ta, Sr и Ti.

#### *Результаты K–Ar датирования*

Согласно полученным K–Ar данным (табл. 2), молодой магматизм в северо-восточной части Аравийской плиты развивался на протяжении длительного периода времени (более 4 млн лет) с конца миоцена до середины плейстоцена (общий интервал 6.1–1.3 млн лет назад) в течение пяти дискретных фаз активности.

**Вулканический ареал Батман.** К наиболее ранним молодым магматическим образованиям в регионе относятся позднемиоцен–раннеплиоценовые щелочные базальты самого северного ареала – вулканического ареала Батман, изверженные в течение двух фаз активности. Для лав, слагающих нижний горизонт покрова, нами получена K–Ar датировка  $5.92 \pm 0.22$  млн лет (обр. APB14, табл. 2), что позволяет оценить возраст первой фазы как 6.1–5.7 млн лет.

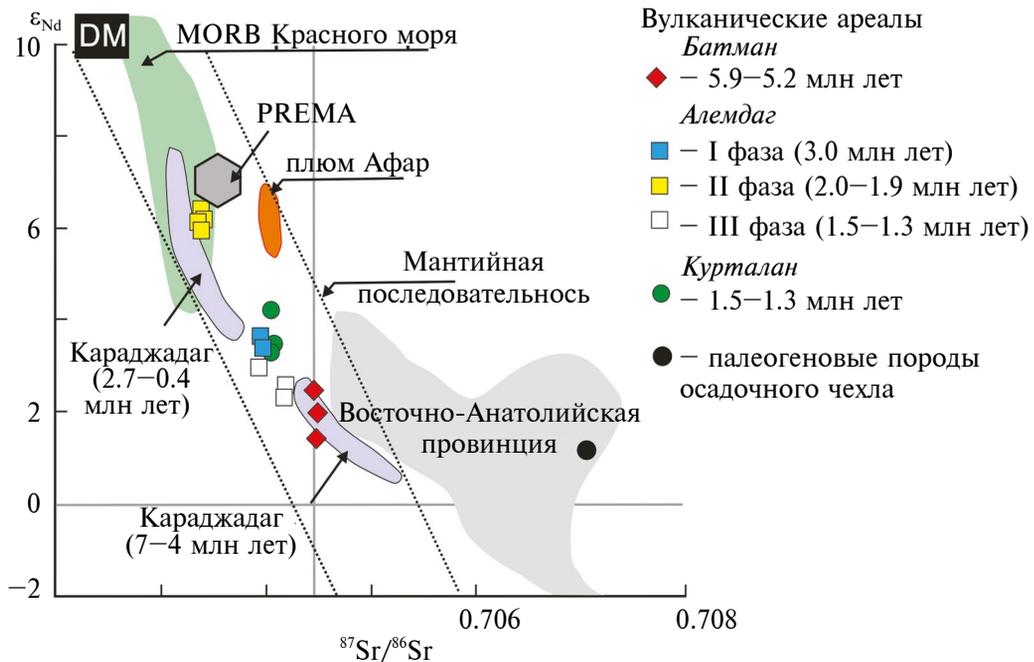
Для лав верхнего горизонта получено две совпадающие в пределах погрешности датировки (обр. APB8 и APB23,  $5.17 \pm 0.19$  и  $5.26 \pm 0.19$  млн лет; табл. 2). Необходимо отметить, что в недавней статье (Caran, Polat, 2022) для “верхних” базальтов вулканического центра приводятся четыре  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  датировки валовых проб вулкаников, возрастной диапазон которых составляет 5.1–4.9 млн лет и с учетом аналитической погрешности совпадает с нашими результатами. По совокупности изотопно-геохронологических данных, наших и опубликованных ранее (Caran, Polat, 2022), мы оцениваем диапазон второй фазы активности вулканического ареала Батман как 5.3–4.9 млн лет.

**Вулканический ареал Курталан.** Щелочные базальты расположенного к юго-западу вулканического ареала Курталан, согласно полученным данным (табл. 2), образовались на завершающей фазе магматической активности в регионе – в калабрийском веке плейстоцена. Нами получено три K–Ar датировки (обр. APK40,  $1.29 \pm 0.07$ ; обр. APK50,  $1.46 \pm 0.07$ ; обр. APK54,  $1.54 \pm 0.07$  млн лет; табл. 2). Это позволяет сделать вывод о том, что лавы данного покрова сформировались в течение одного импульса молодого вулканизма, имевшего место  $1.4 \pm 0.1$  млн лет назад.

**Вулканический ареал Алемдаг.** Среди трех изученных нами ареала Алемдаг имеет наиболее сложную и длительную историю формирования. Полученные новые K–Ar данные (табл. 2), в совокупности с опубликованными ранее для сирийской части плато (Trifonov et al., 2011), позволяют выделить здесь три дискретные фазы вулканизма (около 3.0, 2.0–1.9 и 1.5–1.3 млн лет назад), в течение которых, соответственно, образовались лавы трех описанных выше горизонтов щелочных базальтов (рис. 3г).

Лавы I фазы активности с возрастом около 3 млн лет (обр. APC65 и APC123) в настоящее время обнаружены исключительно в северной и восточной части ареала Алемдаг, где они бронируют нижнюю террасу долины р. Тигр на ее правом и левом бортах к северу и к югу от г. Джизре (рис. 2). К востоку они перекрыты более молодыми базальтами. Лавы II фазы активности (2.0–1.9 млн лет назад) распространены в северной и западной части плато, в то время как вулканики III фазы ( $1.4 \pm 0.1$  млн лет назад) формируют поверхность в его южной части.

Наиболее молодые, среднеплейстоценовые лавы, очевидно, являются продуктом извержений крупного вулканического конуса Алемдаг, расположенного в центральной части ареала в 15–20 км к югу от г. Идиль (рис. 2). Потоки щелочных базаль-



**Рис. 7.** Sr–Nd изотопная диаграмма для миоцен-четвертичных умеренно-щелочных и щелочных базальтов вулканических ареалов Батман, Алемдаг и Курталан (Турция). На диаграмме дополнительно приведены поля миоцен-четвертичных вулканических пород вулканической области Караджадаг (Keskin et al., 2012б), Восточно-Анатолийской провинции (Лебедев и др., 2016; Oyan et al., 2016, 2017; Özdemir, Güleç, 2014), поля MORB Красного моря и плюма Афар (Volker et al., 1993; Pik et al., 1999; Rooney et al., 2012), а также деплетированного мантийного источника (DM) (Goldstein, Jacobsen, 1988) и мантийных источников типа “PREMA” и “EM II” (Zindler, Hart, 1986).

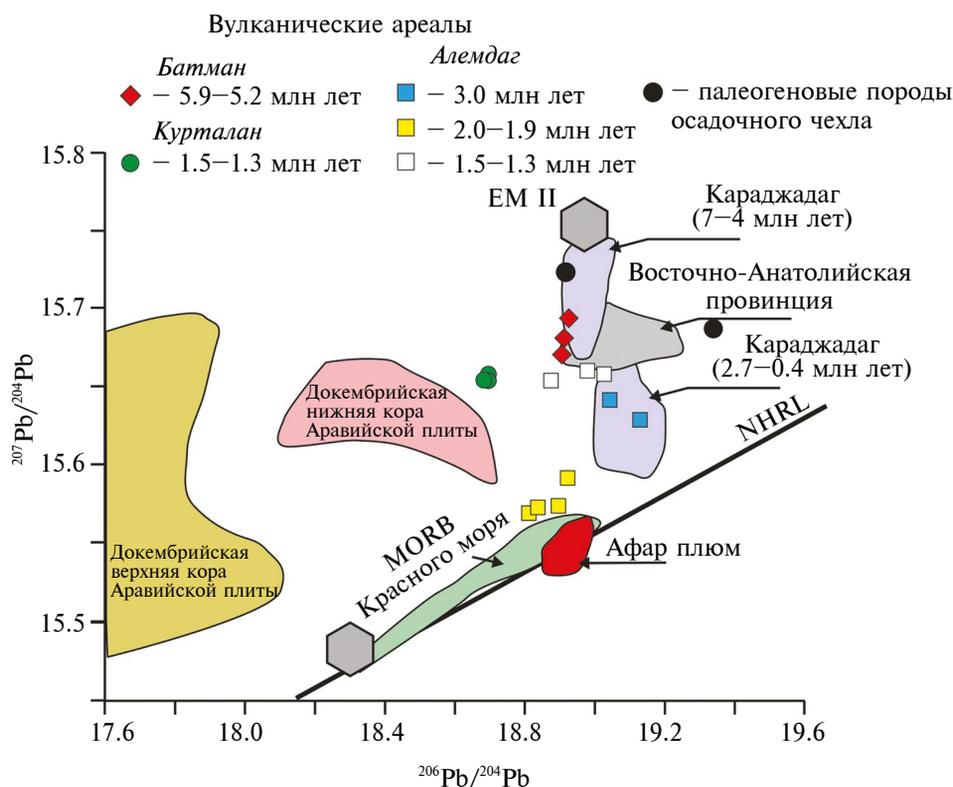
тов распространялись от центра извержений преимущественно в южном и восточном направлении; в долине р. Тигр на правом борту они бронируют ее верхнюю террасу. Полученные изотопные данные свидетельствуют о синхронном развитии магматизма в течение III фазы активности ареала Алемдаг и в пределах расположенного к северу от него вулканического ареала Курталан.

Сопоставление полученных нами новых изотопно-геохронологических данных с опубликованными ранее для расположенного к западу плато Караджадаг (Lustrino et al., 2010; Keskin et al., 2012b; Esici et al., 2014) может свидетельствовать о неполной синхронности проявлений магматической активности в разных частях клина Аравийской плиты в конце миоцена – плейстоцене. Действительно, щелочные базальты ареала Батман, I и II фаз активности ареала Алемдаг не имеют одновозрастных аналогов на плато Караджадаг, в то время как лавы вулканического ареала Курталан и III фазы активности Алемдаг, очевидно, были извержены синхронно с наиболее поздними эффузивами комплекса *Karacadağ* (1.4 млн лет назад, Keskin et al.,

2012b). Отметим, что в целом наблюдается некоторое “запаздывание” в проявлении магматической активности в северо-восточной части Аравийской плиты по сравнению с ее северной частью: плато Караджадаг, фазы активности – 6.8–6.5, 4.0–3.7, 2.8–2.6, 1.7–1.3 млн лет назад; ареалы Батман, Курталан, Алемдаг, фазы активности – 6.1–4.9, 3.0, 2.0–1.9 и 1.5–1.3 млн лет.

*Результаты Sr-Nd-Pb изотопного изучения вулканитов*

Изученные вулканиты в целом демонстрируют существенную неоднородность по своим Sr-Nd-Pb изотопным характеристикам. Измеренные в них значения изотопных соотношений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  изменяются в пределах от 0.7033 до 0.7045 и от 0.51270 до 0.51297 (или в единицах  $\epsilon_{\text{Nd(T)}} = +1.6...+6.2$ ), соответственно (табл. 3, рис. 7). При этом вклад радиогенной *in situ* добавки  $^{87}\text{Sr}$  и  $^{143}\text{Nd}$  в общий масштаб вариаций в силу молодого возраста пород и низких величин  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  ( $\leq 0.2$ ) отношения минимален (менее 0.002% для отношения



**Рис. 8.** Pb-Pb диаграмма для миоцен-четвертичных щелочных и умеренно-щелочных базальтов вулканических ареалов Батман, Курталан и Алемдаг (Турция). На диаграмме показаны поля изотопного состава Pb докембрийских пород верхней и нижней коры Аравийской плиты (Stoeser, Frost, 2006; Stern et al., 2014), базальтов MORB Красного моря и плума Афар (Volker et al., 1993; Pik et al., 1999), а также миоцен-четвертичных вулканитов области Караджадаг и Восточно-Анатолийской провинций (Keskin et al., 2012b; Лебедев и др., 2016; Oyan et al., 2016, 2017).

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и менее 0.001% для  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) и сопоставим с погрешностью измерения этих изотопных отношений. Таким образом, фиксируемые вариации изотопного состава Sr и Nd отражает первичную гетерогенность этих характеристик в магматических расплавах, сформировавших изученные базальты

Все изученные нами образцы вулканитов обладают повышенными величинами отношений  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  (вплоть до 23) и  $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$  (вплоть до 73). С целью учета присутствия в свинце пород радиогенной *in situ* добавки изотопов  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}$ , накопленной с момента образования пород, была проведена коррекция измеренных изотопных отношений Pb. Для большинства образцов величина коррекции не превышала 0.03%, что сопоставимо с аналитической погрешностью. Исключением стали только образцы позднемиоцен–раннеплиоценовые щелочных базальтов вулканического центра Батман, для которых величина коррекции для отношения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  составила 0.06–0.07%. Скорректированные на возраст пород значения изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  обнаруживают широкие диапазоны вариаций: от 18.69 до 19.12, от 15.57 до 15.69 и от 38.68 до 39.06 соответственно (табл. 3, рис. 8). Величины коэффициента вариации ( $v$ , %) для отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  равны 0.68%, 0.26% и 0.34%. Эти величины на порядок превышают аналитические погрешности метода MS–ICP–MS и свидетельствуют (как и Sr–Nd данные) о значительной гетерогенности магматических расплавов по изотопному составу Pb.

При сопоставлении Sr–Nd–Pb изотопных характеристик базальтов различных вулканических ареалов Аравийской плиты обнаруживаются некоторые их отличия как по изотопному составу Pb, Sr и Nd, так и по масштабу наблюдаемых в них вариаций. Наиболее однородными Sr–Nd–Pb изотопными характеристиками обладают базальты ареала Курталан. Величины  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  и  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  для них изменяются в узких диапазонах от 0.70403 до 0.70407 и от +4.3 до +3.4 соответственно. Столь же высокую гомогенность в этих вулканитах имеет и изотопный состав Pb. Средние значения изотопных отношений Pb равны:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.697 \pm 0.007$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.654 \pm 0.003$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.813 \pm 0.011$  (табл. 3). При этом, как можно видеть из приведенного разброса ( $\pm\text{SD}$ ) для средних величин, вариации близки к аналитической погрешности метода MS–ICP–MS. Базальты ареала Батман также характеризуются относительно небольшим масштабом вариаций изотопного состава Sr, Nd и Pb. Однако по сравнению с базальтами ареала Курталан породы ареала Батман обладают более радиогенным изотопным составом Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7044–0.7045$ ) и Pb ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.92–18.94$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.67–15.69$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.98–39.05$ ), тогда как значения

отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  систематически ниже ( $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = +2.6 – +1.6$ ). В отличие от пород вулканических ареалов Курталан и Батман, базальты ареала Алемдаг неоднородны по своим Sr–Nd–Pb изотопным характеристикам. Для них установлены широкие диапазоны составов, в пределах которых изменяются значения изотопных отношений:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7033 – 0.7042$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}(T)} = +6.2 – +2.4$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.82–19.13$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.57–15.66$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.68–39.06$  (табл. 3). При этом для вулканитов Алемдага наблюдается корреляция между изотопными Sr–Nd–Pb характеристиками вулканитов Алемдаг и их возрастом. Наиболее низкими изотопными отношениями Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7034$ ) и Pb ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18.875$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 15.575$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 38.733$ ) и, напротив, радиогенным изотопным составом Nd ( $\epsilon_{\text{Nd}(T)} \sim +6.1$ ) обладают базальты с возрастом 2.0–1.9 млн лет. По этим характеристикам они контрастно отличаются не только от вулканитов других возрастных фаз ареала Алемдаг, но и от вулканитов ареалов Курталан и Батман. В то же время, вулканиты ареала Алемдаг с возрастными 1.5–1.3 и 3.0–2.8 млн лет имеют систематически более радиогенные составы Sr и Pb и в целом ближе по своим изотопным характеристикам как друг к другу, так и к вулканитам ареалов Курталан и Батман.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Роль процессов кристаллизационной дифференциации и коровой ассимиляции в петрогенезисе лав*

**Вулканический ареал Батман.** Низкие содержания MgO (<5 мас. %), а также концентрации Ni (< 5 г/т), Co (<28 г/т) и Cr (<4 г/т) в совокупности с пониженной магнезиальностью (0.34–0.37) гавайитов обеих фаз активности вулканического центра свидетельствуют о том, что они образовались не из первичных магм, а являются продуктом кристаллизационной дифференциации расплавов с осаждением в глубинных камерах в кумулусную фазу преимущественно оливина и шпинелидов. Весьма вероятно, что определенную роль в петрогенезисе щелочных базальтов Батмана могла играть и ассимиляция магматическими расплавами материала древнего кристаллического фундамента Аравийской плиты, которая, вероятно, происходила на разных ее уровнях при подъеме расплавов к поверхности. На это указывают положительные аномалии Cs, Ba, U, K и Pb и отрицательная Nb-Ta в спектрах распределения микроэлементов (рис. 6б), повышенное изотопное отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (>0.7044, до 0.7054 по данным Caran, Polat, 2022) при низких значениях параметра Nd (от +2.5 до +1.5, а по данным Caran, Polat (2022) – от +2.2 до +0.7). Кроме того, Pb–Pb изотопные данные по ксенолитам (табл. 3) совместно с повышенными концентрациями Th (рис. 6б), обилие

захваченных обломков известняков и аргиллитов в лавах допускают возможность ограниченной контаминации магм и на самых верхних уровнях коры за счет “усвоения” ими материала осадочного чехла Аравийской плиты. В работе (Caran, Polat, 2022) также обсуждается возможность ассимиляции базальтовой магмой материала нижней коры (по аналогии с лавами некоторых ареалов молодого магматизма на территории Сирии), однако, свидетельства присутствия нижнекоровых ксенолитов (амфиболитов и гранулитов) в вулканиках Батмана в указанной статье представлены не были; выводы о том, что контаминация мантийных расплавов происходила на глубинных уровнях коры, базируются исключительно на сопоставлении и обобщении различных геохимических характеристик вулкаников, изверженных в различных частях Аравийской плиты. Полученными нами Pb–Pb данными (табл. 3, рис. 8) участие нижнекорового резервуара в петрогенезисе гавайитов не подтверждается.

**Вулканический ареал Курталан.** Щелочные базальты ареала Курталан характеризуются высокими содержаниями  $\text{TiO}_2$  (до 2.7 мас. %) и  $\text{MgO}$  (до 9.1 мас. %), повышенными концентрациями  $\text{Cr}$  (>190 г/т),  $\text{Ni}$  (>200 г/т) и  $\text{Co}$  (>55 г/т), что позволяет рассматривать их в качестве примитивных магматических образований, в петрогенезисе которых кристаллизационная дифференциация имела подчиненное значение. На Pb–Pb изотопной диаграмме (рис. 8) заметен сдвиг точек лав Курталана влево, в сторону, где расположены поля составов верхней и нижней коры Аравийской плиты, что, очевидно, свидетельствует о протекании коровой ассимиляции в процессе подъема мантийных расплавов к поверхности. Наличие в спектрах распределения микроэлементов (рис. 6б) в щелочных базальтах положительных аномалий Cs (при в целом невысоких концентрациях Rb и Li), Ta, Nb и Pb может указывать на то, что контаминантом являлся древний специфический материал из состава верхней коры Аравийской плиты.

**Вулканический ареал Алемдаг.** Базальты повышенной щелочности I и III фаз ареала Алемдаг, аналогично лавам Курталан, характеризуются примитивным составом ( $\text{MgO}$  – 7.8–9.2 мас. %,  $\text{Ni}$  – 150–230 г/т,  $\text{Co}$  – 50–60 г/т,  $\text{Cr}$  – 240–320 г/т) при невысокой магнезиальности ( $\text{Mg\#}$  – 0.55–0.59) и, скорее всего, не претерпевших значительной кристаллизационной дифференциации в глубинных камерах. Небольшие положительные аномалии по концентрациям Cs, K и Pb в спектрах микроэлементов для базальтов (рис. 6б) при отсутствии заметных сдвигов в положении их точек на изотопных диаграммах в сторону области коровых резервуаров (рис. 7, 8) указывают на возможность участия процессов ассимиляции в петрогенезисе этих пород.

Тефриты II фазы активности ареала Алемдаг являются умеренно-дифференцированными образованиями ( $\text{MgO}$  – 6.2–6.7 мас. %,  $\text{Ni}$  – 120–140 г/т,  $\text{Co}$  – 40–50 г/т,  $\text{Cr}$  – 120–130 г/т,  $\text{Mg\#}$  – 0.47–0.48). Химический состав (табл. 1), а также спектры распределения микроэлементов и РЗЭ (рис. 6), на которых заметно обеднение тефритов тяжелыми РЗЭ с одновременным существенным обогащением легкими РЗЭ, HSFЕ и некоторыми LILE, может предполагать, что их первичные расплавы претерпели кристаллизационную дифференциацию в глубинных магматических камерах с осаждением в кумулюсную фазу граната, оливина и шпинелидов. Такой механизм предполагает высокое давление в магматическом очаге, в то время как наблюдаемая в породах ассоциация фенокристов ( $Ol+Crx+Pl$ ), скорее, указывает на умеренное или низкое в нем давление. Альтернативным объяснением является присутствие граната в мантийном источнике при низкой степени его плавления. Отсутствие в спектрах микроэлементов тефритов положительных аномалий для реперных LILE (Rb, K, Th, U, Pb и др.), наряду с отчетливо выраженным деплетированным Sr–Nd–Pb изотопным составом этих пород (рис. 7, 8), ограничивает роль процессов коровой ассимиляции в их петрогенезисе.

Анализ полученных Sr–Nd изотопно-геохимических данных показывает, что в целом установленные вариации изотопного состава в базальтах повышенной щелочности ареалов Батман, Курталан и Алемдаг и наличие для них общего линейного тренда на изотопной диаграмме (рис. 7) сложно объяснить в рамках модели коровой контаминации материнских расплавов. Хотя ряд геохимических черт изученных нами пород и может свидетельствовать в пользу такого объяснения, однако полученные нами Sr–Nd изотопные данные для палеогеновых пород осадочного чехла района исследования не подтверждают широкое вовлечение в магматические процессы вещества верхних уровней коры. Область значений изотопного состава Sr ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.707–0.710$ ) и Nd ( $\epsilon_{\text{Nd}}$  от +0.9 до –8.6) пород чехла (табл. 3) лежит далеко за пределами общего тренда для базальтов ареалов Батман, Курталан и Алемдаг. В пользу данного вывода также свидетельствуют и Sr–Nd данные для миоцен-четвертичных базальтов Восточно-Анатолийской провинции, включающей Северо-Ванскую область. Ранее было показано (Лебедев и др., 2016; Oyan et al., 2016, 2017; Özdemir, Güleç, 2014), что их формирование происходило при участии процессов контаминации исходных мантийных расплавов осадочными породами Восточно-Анатолийского аккреционного и надсубдукционного комплексов (ЕААС). Отвечающее им поле на Sr–Nd изотопной диаграмме (рис. 7) находится правее в стороне от тренда точек вулкаников. “Нечувствительность” изотопного состава Sr

и Nd в изученных базальтах к процессам коровой ассимиляции, по-видимому, объясняется, с одной стороны, высокими содержаниями этих элементов в исходных магматических расплавах и, с другой, тем, что в промежуточных магматических очагах на верхнекоровых уровнях эти процессы играли подчиненную роль.

Таким образом, результаты геохимического и изотопного изучения молодых вулканитов из разных ареалов клина Аравийской плиты свидетельствуют о том, что роль процессов кристаллизационной дифференциации в их петрогенезисе была разной (существенной – для гавайитов Батмана, подчиненной – для тефритов II фазы активности Алемдага и весьма ограниченной для остальных магматических образований). В случае гавайитов ареала Батман и умеренно-щелочных базальтов ареала Курталан полученные данные допускают возможность частичной контаминации исходных мантийных расплавов веществом верхней коры и осадочного чехла.

*Источники вещества и основные закономерности эволюции магматических расплавов во времени*

Анализ совокупности полученных изотопно-геохимических и геохронологических данных дает возможность рассмотреть вопрос об источниках вещества умеренно-щелочных и щелочных базальтоидных расплавов, сформировавших вулканиты ареалов Батман, Курталан и Алемдаг, а также проследить эволюцию их характеристик во времени. Результаты изотопно-геохимических исследований представлены на Sr–Nd и Pb–Pb корреляционных диаграммах (рис. 7, 8). На этих же диаграммах для сравнения показаны области значений Sr–Nd и Pb–Pb изотопных характеристик миоцен-четвертичных лав из соседних регионов Восточной Турции – области Караджадаг (Keskin et al., 2012б) и Восточно-Анатолийской провинции (Лебедев и др., 2016; Oyan et al., 2017), а также поля региональных мантийных источников MORB Красного моря и плюма Афар (Volker et al., 1993; Pik et al., 1999; Rooney et al., 2012).

Все точки, отвечающие изотопным составам Sr и Nd в базальтах, находятся в пределах области мантийной последовательности (Faure, 2001). Как отмечено выше, в их расположении отчетливо проявлена линейная зависимость, которая может быть с высокой степени достоверности ( $R^2 = 0.94$ ) аппроксимирована трендом, не связанным с влиянием процессов коровой ассимиляции. Из положения точек на Sr–Nd изотопной диаграмме можно сделать общий вывод о ведущей роли глубинных мантийных источников в генерации расплавов, сформировавших вулканиты изученных нами ареалов.

В свою очередь, наличие линейной зависимости в расположении точек дает основание предполагать генетическую связь материнских расплавов как минимум с двумя геохимическими резервуарами, отличающихся по своим Sr–Nd изотопным характеристикам. В качестве одного из них мог выступать мантийный источник, близкий по своим Sr–Nd изотопным характеристикам к источникам океанических базальтов Красного моря или плюма Афар. Последний рассматривается рядом исследователей как возможный региональный источник внутриплитного магматизма Аравийской плиты (Keskin et al., 2012б и др.). Его общий вклад, по-видимому, был максимален в петрогенезисе вулканитов II фазы (2.0–1.9 млн лет) ареала Алемдаг.

Второй источник обладал по сравнению с MORB Красного моря более низким значением  $\epsilon_{Nd}$  ( $\leq +1$ ) и повышенным отношением  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ( $\geq 0.7045$ ). Его вклад наиболее отчетливо устанавливается для миоценовых пород вулканического ареала Батман. Имеющихся Sr–Nd изотопных данных недостаточно для того, чтобы надежно идентифицировать тип этого источника. В связи с этим, представляет интерес сравнить Sr–Nd изотопные данные вулканитов указанных ареалов с таковыми лав крупных хорошо изученных вулканических областей Восточной Турции, к которым относятся Караджадаг и Северо-Ванская. Согласно (Ercan et al., 1990; Keskin, 2003; Keskin et al., 2012б; Oyan et al., 2017; Özdemir, Güleç, 2014; Лебедев и др., 2016), в этих областях был широко проявлен миоцен-четвертичный базитовый магматизм повышенной щелочности. При этом в петрогенезисе внутриплитных базальтов области Караджадаг наряду с глубинным мантийным источником, в качестве которого рассматривается астеносферная мантия, исследователями (Keskin et al., 2012б; Ekici et al., 2012, 2014) обосновывается участие в магматических процессах вещества подкоровой континентальной литосферной мантии (SCLM). В свою очередь, для базальтов Северо-Ванской области было зафиксировано участие процессов коровой контаминации первичных мантийных расплавов, что нашло отражение в их Sr–Nd–Pb изотопных характеристиках (Oyan et al., 2016, 2017; Özdemir, Güleç, 2014).

Из сравнения приведенных на Sr–Nd диаграмме данных (рис. 7) видно, что точки вулканитов изученных нами ареалов расположены в той же части диаграммы (в пределах мантийной последовательности), что и поля изотопного состава Sr и Nd лав вулканической области Караджадаг, образуя с ними единый тренд. При этом большая часть точек лежит или вблизи полей вулканитов Караджадага или непосредственно внутри них. Отметим идентичность изотопного состава Sr и Nd миоценовых базальтов Батмана и близких к ним по возрасту вулканитов

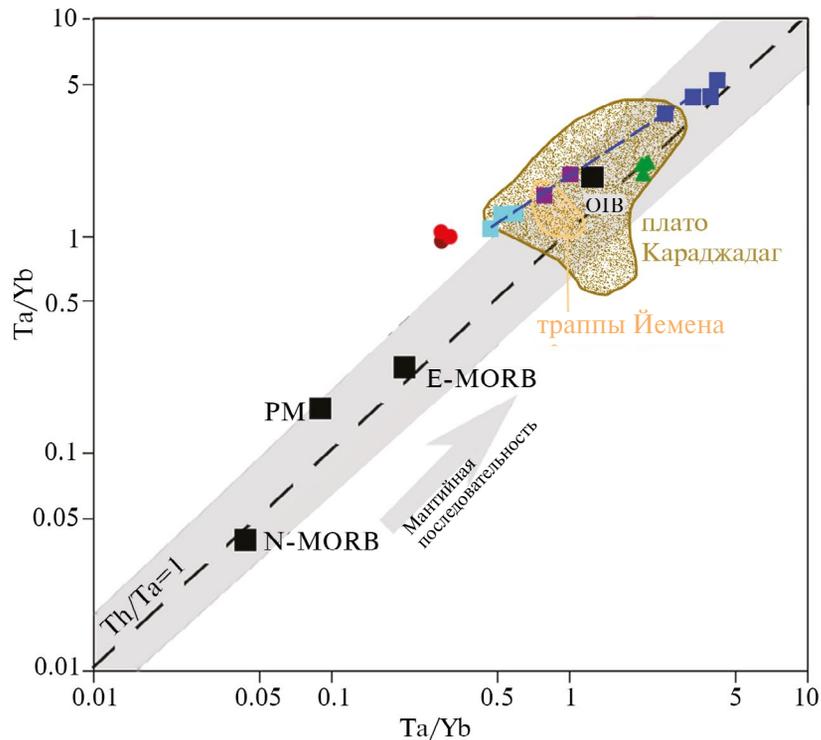
области Караджадаг. Такое же сходство изотопных параметров наблюдается и для плейстоценовых тефритов второй фазы активности плато Алемдаг и плейстоценовых щелочных базальтов Караджадага, демонстрирующих наиболее высокие значения  $\epsilon_{Nd(T)}$  и низкие  $^{87}Sr/^{86}Sr$  среди изученных нами пород. Принимая во внимание общую согласованность Sr–Nd изотопных характеристик лав ареалов Батман, Курталан и Алемдаг с разновозрастными лавами области Караджадаг, а также сходство времени и геотектонической обстановки проявления вулканизма на этих территориях, можно предположить, что в генерации базальтоидных расплавов принимали участие близкие по своей геохимической природе мантийные источники вещества. Как уже было отмечено выше, одним из таких источников для магматических расплавов базитов области Караджадаг являлась SCLM. Ее максимальный вклад установлен в петрогенезисе наиболее древних (миоценовых) вулканитов этой области (Keskin et al., 2012b; Ekici et al., 2012, 2014). Таким образом, основываясь на соответствии Sr–Nd изотопных характеристик, можно допустить участие вещества SCLM также и в генезисе миоценовых лав ареала Батман. В свою очередь, Sr–Nd данные показывают, что при образовании мафических расплавов, с которыми связаны плейстоценовые базальтовые лавы второй фазы активности плато Алемдаг, ведущая роль принадлежала глубинному мантийному источнику, близкому по своим характеристикам к источнику плейстоценовых базальтовых лав области Караджадаг. Остальные изученные базальты обладают промежуточными Sr–Nd изотопными характеристиками (рис. 7).

Pb–Pb данные для изученных вулканитов позволяют уточнить и дополнить сделанные на основе результатов изучения изотопного состава Sr и Nd выводы об источниках вещества базальтовых расплавов ареалов Батман, Курталан и Алемдаг. Они представлены на диаграмме в координатах  $^{206}Pb/^{204}Pb$  –  $^{207}Pb/^{204}Pb$  (рис. 8), на которой для сравнения также показаны поля изотопного состава Pb миоцен-четвертичных лав области Караджадаг (Keskin et al., 2012b) и Восточно-Анатолийской провинции (Лебедев и др., 2016; Oyan et al., 2016, 2017), пород верхней и нижней коры Аравийской плиты и области значений для базальтов MORB Красного моря и для плюма Афар (Volker et al., 1993; Pik et al., 1999). Кроме того, приведена линия корреляции изотопного состава Pb для базальтов срединно-океанических хребтов Северного полушария (NHRL) по (Hart, 1984) и данные для мантийных источников типа “PREMA” и “EM II” (Zindler, Hart, 1986).

Точки изотопного состава Pb изученных вулканитов на Pb–Pb изотопной диаграмме, в отличие от Sr–Nd данных в координатах  $^{87}Sr/^{86}Sr$ – $\epsilon_{Nd}$ , не образуют единого тренда, а лежат с заметным раз-

бросом. Однако при этом проявлена, как и в случае Sr–Nd данных, дискретность изотопного состава Pb вулканитов, коррелирующая с их возрастом и геологической позицией. Большинство точек вулканитов расположены выше полей изотопного состава Pb базальтов Красного моря и плюма Афар, а также линии NHRL, и лежит в области значений изотопных отношений  $^{206}Pb/^{204}Pb$  и  $^{207}Pb/^{204}Pb$ , характерных для миоцен-четвертичных вулканитов области Караджадаг и Восточно-Анатолийской провинции. Внутри этой группы точек наблюдается идентичность изотопных отношений Pb (включая и отношение  $^{208}Pb/^{204}Pb$ ) для миоценовых вулканитов ареала Батман и миоценовых базальтов области Караджадаг, что подтверждает вывод о сходстве источников базитовых магм этих двух ареалов. Вулканиты I и III фаз активности плато Алемдаг расположены вблизи или внутри поля четвертичных лав области Караджадаг. Отдельную группу формируют вулканиты II фазы (2.0–1.9 млн лет) Алемдага, обладающие наименее радиогенным изотопным составом Pb. Отвечающие им точки расположены вблизи полей MORB Красного моря и плюма Афар, что свидетельствует о заметном вкладе в их петрогенезис глубинного мантийного источника, который может быть соотнесен с глубинной мантией (согласно (Zindler, Hart, 1986) – PREMA, преобладающей мантией). Промежуточное положение точек вулканитов I и III фаз активности плато Алемдаг (3.0 и 1.5–1.3 млн лет, соответственно) между предполагаемым полем источника SCLM, который по своим Pb-изотопным характеристикам оказался близок к обогащенному мантийному источнику типа EM II, и полями MORB Красного моря / плюма Афар, вероятно, является следствием разного вклада вещества глубинной мантии и SCLM при формировании материнских базитовых расплавов.

На Pb–Pb изотопной диаграмме в стороне от основной группы изученных пород занимают точки вулканитов ареала Курталан. При близких величинах отношения  $^{207}Pb/^{204}Pb$  с лавами завершающей фазы активности плато Алемдаг они обладают относительно более низкими значениями отношения  $^{206}Pb/^{204}Pb$ . Как следствие, их точки смешены левее в сторону поля изотопного состава Pb докембрийских коровых образований кристаллического фундамента Аравийской плиты. Как обсуждалось выше, результаты геохимического изучения этих вулканитов, а также тот факт, что ареал Курталан по объему изверженных пород существенно уступает ареалам Батман и Алемдаг, наблюдаемый сдвиг изотопного состава Pb связан не с наличием самостоятельного мантийного источника для этих пород, а является следствием контаминации их материнских расплавов веществом верхней коры Аравийской плиты. Эта контаминация, как ранее было отмечено, не видна по Sr и Nd изотопным данным, вследствие



**Рис. 9.** Диаграмма Ta/Yb–Th/Yb (Pearce, 1983) для изученных лав Аравийской плиты. Данные для лав области Караджадаг взяты из работы (Keskin et al., 2012б), для кайнозойских траппов Йемена – из работ (Mattash et al., 2013, 2014). Условные обозначения – см. рис. 5.

более высоких концентраций этих элементов по сравнению со свинцом в магматических расплавах.

Таким образом, особенности Sr–Nd–Pb изотопных характеристик миоцен-четвертичных лав ареалов Батман, Курталан и Алемдаг позволяют заключить, что основными источниками вещества базитового внутриплитного магматизма являлись глубинная мантия типа PREMA и подкоровая континентальная литосферная мантия Аравийской плиты (SCLM). Контаминация исходных мантийных расплавов коровым веществом имела подчиненное значение и в большинстве случаев не влияла на изотопный состав Sr, Nd и Pb лав изученных ареалов. Корреляционная зависимость между изотопным составом Sr, Nd и Pb в вулканитах изученного региона, с одной стороны, и их возрастом свидетельствует о том, что роль этих источников во времени менялась. На начальном (миоценовом) этапе развития магматизма в регионе формирование субщелочных базитовых расплавов происходило преимущественно за счет плавления SCLM Аравийской плиты. Далее, начиная с плиоценового времени (~3.0 млн лет назад), в генерации магматических расплавов отчетливо фиксируется участие глубинного мантийного источника, доля вещества которого становится максимальной в раннеплейстоценовых (2.0–1.9 млн лет) вулканитах. На завершающем этапе магматизма, ко-

торый приходится на 1.5–1.3 млн лет, источник магматических расплавов имел промежуточные и неоднородные Sr–Nd–Pb изотопные характеристики, что, по-видимому, объясняется формированием регионального источника со смешанными характеристиками, образованного как за счет переработанной SCLM, так и за счет глубинной мантии. Отметим, что близкая схема эволюции мантийных источников ранее была установлена для миоцен-четвертичного внутриплитного базитового магматизма области Караджадаг (Keskin et al., 2012б).

Выводы, сделанные нами на основе изотопно-геохимических данных, хорошо подтверждает диаграмма Th/Yb–Ta/Yb (Pearce, 1983), показанная на рис. 9. Большинство точек изученных пород молодых вулканитов Аравийской плиты, за исключением лав ареала Курталан, формирует линейный тренд в области мантийных источников, генерирующих расплавы с характеристиками OIB-типа. При этом точки миоценовых гавайитов Батмана, маркирующие на диаграмме положение одного из источников (SCLM), располагаются выше линии мантийной последовательности, что подтверждает участие в петрогенезисе этих пород процессов коровой ассимиляции. Точки тефритов II фазы активности плато Алемдаг, расположенные в правом верхнем углу диаграммы, показывают на ней

положение состава второго, глубинного мантийного источника. Очевидно, что этот источник являлся обогащенным по геохимическим характеристикам (рис. 6, 9), но, в то же время, имел весьма деплетированный Sr–Nd–Pb изотопный состав (рис. 7, 8). Данное наблюдение, позволяет коррелировать его, скорее, с глубинным мантийным резервуаром близким по составу к таковому для плюма Афар, чем для типичных Красноморских MORB, имеющих одновременно обедненный элементный и изотопный состав (рис. 6–9). Остальные вулканы на диаграмме Th/Yb–Ta/Yb показывают промежуточные характеристики и располагаются в пределах поля лав области Караджадаг, рядом с полем кайнозойских траппов Йемена (рис. 9). Точки умеренно-щелочных базальтов Курталана лежат ниже линейного тренда, заданного точками всех других изученных лав. Как отмечалось выше, геохимические характеристики этих пород свидетельствуют о том, что данный факт, скорее всего, объясняется ассимиляцией материнскими магмами этого ареала специфического материала из кристаллического фундамента Аравийской плиты.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные геохронологические и изотопно-геохимические данные, их корреляция с ранее опубликованными нами результатами для соседней вулканической области Караджадаг (Keskin et al., 2012b), позволяют в общих чертах проследить пространственно-временные закономерности развития молодого вулканизма в пределах северо-восточной части Аравийской плиты и эволюцию уровней магмогенерации в мантии под регионом в позднем миоцене – плейстоцене.

Вулканическая активность в пределах клина Аравийской плиты, очевидно, носила дискретный характер: периоды масштабных извержений базальтовых лав сменялись длительными периодами “затишья”, когда регион становился “амагматичным”. Как отмечено выше, магматизм каждый раз сначала возобновлялся в пределах расположенного к западу обширного плато Караджадаг, затем он мигрировал в северо-восточную часть Аравийской плиты. Таких “волн” магматической активности, пришедших в регион с запада, нами зафиксировано четыре (млн лет): 6.8–6.5 (плато Караджадаг, лавы комплекса *Siverek*) → 6.1–4.9 (ареал Батман), 4.0–3.7 (плато Караджадаг, ранние лавы комплекса *Karacadağ*) → ~3.0 (плато Алемдаг – I фаза), 2.8–2.6 (плато Караджадаг, средние по возрасту лавы комплекса *Karacadağ*) → 2.0–1.9 (плато Алемдаг – II фаза), 1.7–1.3 (плато Караджадаг, поздние лавы комплекса *Karacadağ*) → 1.5–1.3 (ареал Курталан, плато Алемдаг – III фаза). Последний, позднечетвертичный импульс молодого вулканизма в регионе (плато Караджадаг, ком-

плекс *Ovabağ*, 0.4–0.1 млн лет назад) к настоящему времени так и не достиг северо-восточной части Аравийской плиты, но, ориентируясь на наблюдающуюся ранее длительность временных периодов “задержки” в миграции активности с запада на восток (сотни тысяч лет), нельзя исключать возобновления магматизма в пределах района исследований в будущем. Таким образом, можно предположить, что каждый раз возобновление вулканической активности в пределах клина Аравийской плиты в течение миоцена-плейстоцена было связано с масштабным движением потока вещества в глубинной мантии с юго-запада из области Красноморского рифта и его продолжения – Левантской разломной зоны на север по направлению к Евразийско-Аравийской коллизионной зоне.

В конце миоцена (7–6 млн лет назад) первая “волна” глубинного мантийного потока достигла района современного плато Караджадаг. Под регионом начались разогрев и плавление субконтинентальной литосферной мантии, взаимодействие поднимающихся к поверхности расплавов с материалом мощной древней коры фундамента Аравийской плиты. В этой связи, основным источником вещества ранних лав Караджадага была SCLM; заметную роль в петрогенезисе пород играли процессы коровой ассимиляции и фракционирования в промежуточных магматических камерах. Аналогичная ситуация сложилась позднее (6–5 млн лет назад) в северо-восточной части Аравийской плиты, где были извержены гавайиты ареала Батман, имевшие своим основным источником SCLM.

Позднее, в плиоцене (3 млн лет назад), в течение следующего импульса эндогенной активности, на северо-востоке Аравийской плиты мантийные расплавы к поверхности поднимались уже по ранее сформированным магмоподводящим каналам и, очевидно, с высокой скоростью. Вследствие этого их фракционирования и ассимиляции коровым материалом практически не отмечено. Магмогенерация в этот период, скорее всего, происходила или в верхней части астеносферы или на уровне раздела астеносфера/литосфера, а расплавы имели промежуточные геохимические и изотопные характеристики в результате продолжающегося взаимодействия вещества глубинной мантии с SCLM (лавы I фазы активности плато Алемдаг).

В ходе третьего импульса магматизма (2.0–1.9 млн лет назад) в пределах плато Алемдаг к поверхности поднимались уже непосредственно расплавы из глубинного источника (резервуар PREMA), формирование которых происходило на больших глубинах в мантии и сопровождалось там кристаллизационной дифференциацией. Ассимиляции материала SCLM и коры при подъеме к поверхности не происходило.

В середине плейстоцена (1.5–1.3 млн лет назад) в северо-восточной части Аравийской плиты отмечается последний импульс эндогенной активности. В пределах плато Алемдаг расплавы повторно формировались при участии двух источников (SCLM и PREMA); подъем магм к поверхности происходил быстро, без фракционирования в промежуточных камерах. В то же время, в пределах ареала Курталан расплавы, имевшие тот же смешанный источник, на пути к поверхности ассимилировали материал верхней коры, что, вероятно, было связано с отсутствием под этим районом ранее сформированных магмоподводящих каналов.

Исходя из совокупности результатов проведенных исследований, можно предположить, что щелочной базальтовый вулканизм северного сектора Аравийской плиты генетически не связан с коллизией Евразийской и Аравийской плит и не является постколлизийным по своей природе. Магматическая активность в этой части Земли в конце миоцена–плейстоцене является следствием раскрытия Красноморского бассейна, распространением начальной рифтогенной обстановки на зону обрамления Левантийского и Восточно-Анатолийского трансформных разломов в результате конвекции потоков вещества в глубинной мантии из района подъема плюма Афар в северном направлении.

*Авторы признательны С.А. Силантьеву и анонимному рецензенту за их замечания, что позволило улучшить статью.*

*Работы выполнены при финансовой поддержке РЦНИ (проект № 21-55-46006СТ) и TÜBİTAK (проект № 220N062).*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Когарко Л. Н. (2006) Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары: механизмы возникновения, время появления и глубины формирования. *Геохимия*. (1), 5–13.
- Когарко Л. Н., Зартман Р. Э. (2011) Новые данные о возрасте Гулинской интрузии и проблема связи щелочного магматизма Маймеча-Котуйской провинции с Сибирским суперплюмом (данные по изотопии U-Th-Pb системы). *Геохимия*. (5), 462–472.
- Лазаренков В. Г. (2010) Щелочные плюмы континентов и океанов. *Геология и геофизика*. **51**(9), 1240–1248.
- Ларионова Ю. О., Самсонов А. В., Шатагин К. Н., Носова А. А. (2013) Изотопно-геохронологические свидетельства палеопротерозойского возраста золоторудной минерализации в архейских зеленокаменных поясах Карелии (Балтийский щит). *Геология рудных месторождений*. **55**(5), 374–396.
- Рябчиков И. Д., Когарко Л. Н. (2016) Физико-химические параметры материала глубинных мантийных плюмов. *Геология и геофизика*. **57**(5), 874–888.
- Толстихин И. Н., Каменский И. Л., Марти Б. (1999) Идентификация вещества нижнемантийного плюма в девонских щелочно-ультрасосновных-карбонатитовых комплексах Кольского п-ова на основании изучения изотопии благородных газов и радиоактивных элементов. Апатиты, КНЦ РАН, 97 с.
- Чернышев И. В., Лебедев В. А., Аракелянц М. М. (2006) К-Аг датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов. *Петрология*. **14**(1), 69–89.
- Чернышев И. В., Чугаев А. В., Шатагин К. Н. (2007) Высокоточный изотопный анализ Pb методом многоколлекторной ICP-масс-спектрометрии с нормированием по 205Tl/203Tl: оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Pb. *Геохимия*. (11), 1155–1168.
- Чугаев А. В., Чернышев И. В., Лебедев В. А., Еремина А. В. (2013) Изотопный состав свинца и происхождение четвертичных лав вулкана Эльбрус (Большой Кавказ, Россия): данные высокоточного метода MS-ICP-MS. *Петрология*. **21**(1), 20–33.
- Чугаев А. В., Будяк А. Е., Чернышев И. В., Дубинина Е. О., Гареев Б. И., Шатагин К. Н., Тарасова Ю. И., Горячев Н. А., Скузоватов С. Ю. (2018) Изотопные (Sm-Nd, Pb-Pb и <sup>34</sup>S) и геохимические характеристики метаосадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) и эволюция осадочного бассейна в неопротерозойское время. *Петрология*. **26**(3), 213–244.
- Abdel-Fattah M., Lease N. A. (2012) Petrogenesis of Cenozoic mafic-ultramafic alkaline lavas from the Tigris volcanic field, NE Syria. *Geological Magazine*. **149**(1), 1–18.
- Açlan M., Altun Y. (2018) Syn-collisional I-type Esenkoy Pluton (Eastern Anatolia-Turkey): An indication for collision between Arabian and Eurasian plates. *Journal of African Earth Sciences*. **142**, 1–11.
- Agostini S., Di Giuseppe P., Manetti P., Savaşın M. Y., Conticelli S. (2022) Geochemical and isotopic (Sr-Nd-Pb) signature of crustal contamination in Na-alkali basaltic magmas of South-East Turkey. *Ital. J. Geosci.* **141**(3), 363–384.
- Anzellini S., Dewaele A., Mezouar M., Loubeyre P., Morard G. (2013) Melting of iron at Earth's inner core boundary based on fast X-ray diffraction. *Science*. **340**, 464–466.
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the alkali-silica diagram. *J. Petrol.* **27**, 745–750.
- Bettinelli, M., Beone, G. M., Spezia, S., Baffi, C. (2000) Determination of heavy metals in soils and sediments by microwave-assisted digestion and inductively coupled plasma optical emission spectrometry analysis. *Analytica Chimica Acta*. **424**, 289–296.
- Boehler R. (2000) High pressure experiments and the phase diagram of lower mantle and core materials. *Rev. Geophys.* **38**, 221–245.
- Boynnton W. V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 63–114.
- Caran Ş., Polat S. (2022) Petrology of Mt. Kira continental alkali lavas with arc-like signature, Batman, SE Anatolia, Turkey: Evidence for mafic juvenile lower crust assimilated intraplate basalts in the collision- and mantle flow-driven geodynamic setting of Arabian Foreland. *Lithos*, **416**, 106645. DOI: 10.1016/j.lithos.2022.106645
- Ekici T., Macpherson C. G., Oflu N. (2012) Polybaric melting of a single mantle source during the Neogene Siverek phase of the Karacadağ Volcanic Complex, SE Turkey. *Lithos*. **146–147**, 152–163.
- Ekici T., Macpherson C. G., Oflu N., Fontignie D. (2014) Foreland Magmatism during the Arabia-Eurasia Collision: Pliocene-Quaternary Activity of the Karacadağ Volcanic Complex, SW Turkey. *J. Petrology*. **55**, 1753–1777.

- Ercan T., Fujitani T., Matsuda J.-I., Notsu K., Tokel S., Ui T. (1990) Doğu ve Güneydoğu Anadolu Neojen-Kuvaterner volkanitlerine ilişkin yeni jeokimyasal, radyometrik ve izotopik verilerin yorumu. *Maden Tetkik ve Arama Dergisi*. **110**, 143–164.
- Faure G. (2001) Origin of igneous rocks: the isotopic evidence. Berlin, New York: Springer, 496.
- Goldstein S.J., Jacobsen S.B. (1988) Nd and Sr isotopic systematic of river water suspended material: implications for crustal evolution. *Earth Planet. Sci. Letters*. **87**(3), 249–265.
- Hart S.R. (1984) A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*. **309**(5971), 753–757.
- Hofmann A.W. (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature*. **385**(16), 219–229.
- Irvine T.M., Baragar W.R. (1971) A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*. **8**, 523–548.
- Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. (1984) Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **67**(2), 137–150.
- Karaođlan F., Parlak O., Thöni M., Klötzli U., Koller F. (2016) The temporal evolution of the active margin along the Southeast Anatolian Orogenic Belt (SE Turkey): Evidence from U–Pb, Ar–Ar and fission track chronology. *Gondwana Research*. **33**, 190–208.
- Keskin M. (2003) Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters*. **30**, 8046–8050.
- Keskin M., Чугаев А. В., Лебедев В. А., Шарков Е. В., Оян В., Кавак О. (2012а) Геохронология и природа мантийных источников позднекайнозойского внутриплитного магматизма фронтальной части Аравийской плиты (неовулканическая область Караджадаг, Турция). Сообщение 1. Результаты изотопно-геохронологических исследований. *Вулканология и сейсмология*. (6), 31–42.
- Keskin M., Чугаев А. В., Лебедев В. А., Шарков Е. В., Оян В., Кавак О. (2012б) Геохронология и природа мантийных источников позднекайнозойского внутриплитного магматизма фронтальной части Аравийской плиты (неовулканическая область Караджадаг, Турция). Сообщение 2. Результаты геохимических и изотопных (Sr-Nd-Pb) исследований. *Вулканология и сейсмология*. (6), 43–70.
- Lebedev V.A., Chugaev A.V., Unal E., Sharkov E.V., Keskin M. (2016) Late Pleistocene Tendurek volcano (Eastern Anatolia, Turkey). 2. Geochemistry and petrogenesis of the rocks. *Petrology*. **24**(3), 234–270.
- Lustrino M., Keskin M., Mattioli M., Lebedev V.A., Chugaev A.V., Sharkov E.V., Kavak O. (2010) Early activity of the largest Cenozoic shield volcano in the circum-Mediterranean area: Mt. Karacadag, SE Turkey. *Eur. J. Mineral.* **22**, 343–362.
- Le Maitre R.W. (1976) The Chemical Variability of Some Common Igneous Rocks. *J. Petrol.* **17**, 589–598.
- Marty B., Tolstikhin I.N. (1998) CO<sub>2</sub> fluxes from mid ocean ridges arcs and plumes. *Chem. Geol.* **115**, 233–248.
- Middlemost E.A.K. (1975) The basalt clan. *Earth Sci. Rev.* **11**, 337–364.
- Mattash M.A., Pinarelli L., Vaselli O., Minissale A., Al-Kadasi M., Shawki M.N., Tassi F. (2013) Continental flood basalts and rifting: geochemistry of Cenozoic Yemen volcanic province. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **4**, 1459–1466.
- Mattash M.A., Pinarelli L., Vaselli O., Minissale A., James-Viera M.C., Al-Kadasi M., Shawki M.N., Tassi F. (2014) Geochemical evolution of southern Red sea and Yemen flood volcanism: evidence for mantle heterogeneity. *Arab. J. Geosci.* **7**, 4831–4850.
- Nosova A.A., Kargin A.V., Sazonova L.V., Dubinina E.O., Chugaev A.V., Lebedeva N.M., Yudin D.S., Larionova Y.O., Abersteiner A., Gareev B.I., Batalin G.A. (2020) Sr-Nd-Pb isotopic systematic and geochronology of ultramafic alkaline magmatism of the southwestern margin of the Siberian Craton: Metasomatism of the sub-continental lithospheric mantle related to subduction and plume events. *Lithos*. **364–365**, 105509.
- Notsu K., Fujitani T., Ui T., Matsuda J., Ercan T. (1995) Geochemical features of collision related volcanic rocks in Central and Eastern Anatolia, Turkey. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **64**, 171–192.
- Okay A.I., Zattin M., Cavazza W. (2010) Apatite fission-track data for the Miocene Arabian-Eurasia collision. *Geology*. **38**, 35–38.
- Oyan V., Keskin M., Lebedev V.A., Chugaev A.V., Sharkov E.V. (2016) Magmatic evolution of the Early Pliocene Etrüsk stratovolcano, Eastern Anatolia collision zone, Turkey. *Lithos*. **256–257**, 88–108.
- Oyan V., Keskin M., Lebedev V.A., Chugaev A.V., Sharkov E.V., Ünal E. (2017) Petrology and Geochemistry of the Quaternary Mafic Volcanism in the northeast of Lake Van, Eastern Anatolian Collision Zone, Turkey. *J. Asian Earth Sci.* **58**, 1701–1728.
- Oyan V. (2018) Ar/Ar dating and petrogenesis of the Early Miocene Taşkapı-Mecitli (Erciş-Van) granitoid, Eastern Anatolia Collisional Zone, Turkey. *J. Asian Earth Sci.* **158**, 210–226.
- Oyan E., Oyan V., Özdemir Y., Güleç N. (2023) Origin and Petrogenesis of Magmatism in Collision-Related Environments: Evidence from the Melikler Volcanics on the Kars Plateau-Turkey in the Turkish-Iranian High Plateau. *J. Petrol.* **64**, 1–26.
- Özdemir Y., Güleç N. (2014) Geological and Geochemical evolution of Suphan Stratovolcano Eastern Anatolia, Turkey: Evidence for the lithosphere-asthenosphere interaction on post collisional volcanism. *J. Petrol.* **55**, 37–62.
- Özdemir Y., Mercan Ç., Oyan V., Özdemir A. (2019) Composition, pressure, and temperature of the mantle source region of quaternary nepheline-basanitic lavas in Bitlis Massif, Eastern Anatolia, Turkey: A consequence of melts from Arabian lithospheric mantle. *Lithos*. **328–329**, 115–129.
- Pearce J.A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Press, U.K, 230–249.
- Philip H., Avagyan A., Karakhanian A., Ritz J.-F., Rebai S. (2001) Slip-rates and recurrence intervals of strong earthquakes along the Pambak-Sevan-Sunik Fault (Armenia). *Tectonophysics*. **2001**, 343, 205–232.
- Pik R., Deniel C., Coulon C., Yirgu G., Marty B. (1999) Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts: evidence for plume-lithosphere interactions. *Geochim. Cosmochim. Acta*. **63**, 2263–2279.
- Rehkämper M., Halliday A.M. (1998) Accuracy and long-term reproducibility of Pb isotopic measurements by MC-ICP-MS using an external method for correction of mass discrimination. *Int. J. Mass Spec.* **181**, 123–133. [https://doi.org/10.1016/S1387-3806\(98\)14170-2](https://doi.org/10.1016/S1387-3806(98)14170-2)
- Rooney T.O., Hanan B.B., Graham D.W., Furman T., Blichert-Toft J., Schilling J.G. (2012) Upper mantle pollution during Afar plume–continental rift interaction. *J. Petrol.* **53**(2), 365–389.

- Steiger R. H., Jäger E. (1977) Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.* **36**, 359–362.
- Stern R. J., Ren M., Ali K., Forster H.-J., Al Safarjalani A., Nasir S., Whitehouse M. J., Leybourne M. I., Romer R. L. (2014) Early Carboniferous (~357 Ma) crust beneath northern Arabia: Tales from Tell Thannoun (southern Syria). *Earth Planet. Sci. Lett.* **393**, 83–93.
- Stoeser D. B., Frost C. D. (2006) Nd, Pb, Sr, and O isotopic characterization of Saudi Arabian Shield terranes. *Chem. Geol.* **226**, 163–188.
- Sun S. S., McDonough W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. London.* **42**, 313–345.
- Tappe S., Steenfelt A., Nielsen T. (2012) Asthenospheric source of Neoproterozoic and Mesozoic kimberlites from the North Atlantic craton, West Greenland: New high-precision U–Pb and Sr–Nd isotope data on perovskite. *Chemical Geology.* **320–321**, 113–127.
- Trieloff M., Kunz J., Clague D. A., Harrison D., Alle'gre C. J. (2000) The nature of pristine noble gases in mantle plumes. *Science.* **288**, 1036–1038.
- Trifonov V. G., Dodonov A. E., Sharkov E. V., Golovin D. I., Chernyshev I. V., Lebedev V. A., Ivanova T. P., Bachmanov D. M., Rukieh M., Ammar O., Minini H., Al Kafri A.-M., Ali O. (2011) New data on the Late Cenozoic basaltic volcanism in Syria, applied to its origin. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **199**, 177–192.
- Türkecan A. (2015) Türkiye'nin Senozoyik volkanitleri. MTA yayınları. Ankara. Ankara. 258 p.
- Turner S. P. (2002) On the time–scales of magmatism at island–arc volcanoes. *Phil. Trans. R. Soc.* **360**(1801), 2853–2871.
- Van der Hilst R. D., Widiyantoro S., Engdahl E. R. (1997) Evidence of deep mantle circulation from global tomography. *Nature.* **386**(6625), 578–584.
- Volker F., McCulloch M. T., Altherr R. (1993) Submarine basalts from the Red Sea: new Pb, Sr, and Nd isotopic data. *Geophys. Res. Lett.* **20**, 927–930.
- Yeşilova Ç., Helvacı C. (2012) Stratigraphy and Sedimentology of North of Batman and Siirt, Turkey. *TAPG Bulletin.* **23**(2), 7–49.
- Zindler A., Hart S. (1986) Chemical geodynamics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* (14), 493–571.

## SOURCES AND EVOLUTION OF MIOCENE-PLEISTOCENE ALKALINE MAGMATISM IN THE NORTH-EAST PART OF THE ARABIAN PLATE (DATA FROM Sr–Nd–Pb ISOTOPIC SYSTEMATICS AND K–Ar GEOCHRONOMETRY)

A. V. Chugaev<sup>a,\*</sup>, A. V. Parfenov<sup>a</sup>, V. A. Lebedev<sup>a</sup>, I. V. Chernyshev<sup>a</sup>,  
V. Oyan<sup>b</sup>, Y. Özdemir<sup>c</sup>, E. Oyan<sup>c</sup>, Ju. V. Gol'cman<sup>a</sup>, I. V. Rassohina<sup>a</sup>, B. I. Gareev<sup>d</sup>,  
G. A. Batalin<sup>d</sup>, C. B. Pavlidis<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyj pr., 35, Moscow, 119017 Russia*

<sup>b</sup>*Van Yüzüncü Yil University, Faculty of Engineering, Department of Mining Engineering, Zeve Campus, Van, 65080 Turkey*

<sup>c</sup>*Van Yüzüncü Yil University, Faculty of Engineering, Department of Geological Engineering, Zeve Campus, Van, 65080 Turkey*

<sup>d</sup>*Kazan Federal University, Kremlyovskaya Str., 18, Kazan, 420008 Russia*

\*e-mail: vassachav@mail.ru

Received: July 30, 2023

Revised: September 7, 2023

Accepted: October 7, 2023

A geochronological and isotope-geochemical study of alkaline basalts from three areas of young magmatism within the northeastern part of the Arabian Plate (Southeastern Turkey), Batman, Kurtalan and Alemdağ, was carried out. The obtained isotope data have indicated that the volcanism in the studied region developed over 5 mln years from the end of Miocene to the mid of Pleistocene during four pulses separated by breaks in magmatic activity: 6.1–4.9 Ma (Batman area, hawaiiites), ~3.0 Ma (Alemdağ plateau, phase I, basalts), 2.0–1.9 Ma (Alemdağ plateau, phase II, tephrites), and 1.5–1.3 Ma (Alemdağ plateau, phase III, basalts; Kurtalan area, basalts). A comparison of spatial-temporal regularities of magmatic activity evolution in the studied part of the Arabian Plate and within the largest basalt plateau of Arabian foreland, Karacadağ plateau, located to the west, was carried out. The results of Sr–Nd–Pb isotope-geochemical studies show that the development of young basalt volcanism within the northern part of the Arabian Plate was characterized at different time by participation of various mantle sources in magma generation under this region. Initial pulses of magmatic activity are associated with melting of Arabian subcontinental lithospheric mantle (SCLM). The processes of fractional crystallization combined with crustal assimilation (AFC) have played an important role in the petrogenesis of lavas as well. In the subsequent time, a deep mantle source (PREMA) with a depleted isotopic composition of Sr and Pb played a

leading role in the formation of basaltic magmas of increased alkalinity. The melts generated by this source were mixed with the SCLM material in various proportions at different stages of magmatism with a limited participation of AFC processes in the petrogenesis of the rocks. It was concluded that young basalt volcanism of elevated alkalinity in the northeast of the Arabian Plate is not related to the collision of the Eurasian and Arabian plates genetically, but presumably manifested here as a result of the migration of the initial rift geodynamic set from the Red Sea basin to the north along Levantine and East Anatolian transform faults with associated convective wave flows in the lower part of mantle under this part of the Earth.

**Keywords:** Arabian Plate, Turkey, Neogene-Quaternary volcanism, alkaline basalts, K-Ar dating, Sr, Nd, Pb isotopic composition, evolution of magmatism, sources of melts