

УДК 552.11;550.42;552.333

ИСТОЧНИКИ РАСПЛАВОВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ГАЮИНОВЫХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ МАЛОГО КАВКАЗА. СООБЩЕНИЕ 1. РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ИЗОТОПНЫХ (Sr–Nd–Pb) ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2024 г. С. Н. Бубнов*, Ю. В. Гольцман, И. А. Кондрашов,
Т. И. Олейникова, А. Я. Докучаев

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

**e-mail: bubnov@igem.ru*

Поступила в редакцию 11.04.2024 г.

После доработки 05.07.2024 г.

Принята к публикации 21.08.2024 г.

Впервые проведены детальные исследования Sr–Nd–Pb изотопной систематики и геохимического состава четвертичных внутриплитных гаюиновых базанитов и орданшитов Малого Кавказа. Установлено, что материнские магмы изученных пород были сформированы в условиях смешения вещества, по меньшей мере, из двух региональных источников – относительно обедненного и существенно обогащенного несовместимыми компонентами. Одним из источников вещества гибридных магм, наиболее вероятно, являлся умеренно деплетированный региональный плюм-астеносферный источник OIB-типа “Caucasus”, изотопно-геохимические метки которого близки к соответствующим характеристикам мантийных резервуаров “Common” и “PREMA”. Другой источник вещества изученных пород, относительно обогащенный радиогенными Sr, Pb и обедненный радиогенным Nd, скорее всего, был представлен обогащенной субконтинентальной литосферной мантией EM II типа.

Ключевые слова: Малый Кавказ, неовулканический центр, гаюиновые базаниты, орданшиты, изотопная геохимия, петрология, мантийные и коровые источники

DOI: 10.31857/S0203030624060065, EDN: NYXITF

ВВЕДЕНИЕ

Источники вещества и условия образования щелочных пород до настоящего остаются предметом научных дискуссий. Ряд авторов полагает, что зарождение источников щелочных расплавов может происходить на границе мантия–ядро [Когарко, 2011; Лазаренков, 2010; Boehler, 2000 и др.]. В последнее время обсуждается модель существования в нижней мантии обогащенного редкими и радиоактивными элементами аномального слоя [Когарко, 2005, 2019; и др.], который, согласно геофизическим данным [Van der Hilst et al., 1999 и др.] может начинаться около 1000 км ниже земной поверхности и продолжаться до 2300 км. Подъем и внедрение щелочных магм в литосферу нередко

связывают с воздействием суперплюмов (плюмов) [Tieloff et al., 2000; Балашов, Глазнев, 2004; Tolstikhin et al., 2002 и др.], которые берут свое начало из аномального нижнемантийного резервуара [Kaminsky, 2012; Когарко, 2019 и др.], либо зарождаются в слое D” подошвы нижней мантии при активном взаимодействии его вещества с жидким внешним ядром слоя E. В пользу связи щелочного магматизма с плюмовой активностью может свидетельствовать его приуроченность, как правило, к внутриплитной геодинамической обстановке [Kogarko, Zartman, 2007 и др.]. В то же время, существуют представления о ведущей роли в генерации щелочных расплавов обогащенных литосферных либо астеносферных мантийных резервуаров,

возникших в результате крупномасштабных процессов мантийного метасоматоза [Когарко, 2005, 2019; Рябчиков, Когарко, 2016 и др.] вследствие взаимодействий мантия–кора [Hofmann, 1997; Когарко, 2019 и др.].

Одним из регионов проявления четвертичного щелочного базитового магматизма, является Малый Кавказ. Малокавказская вулканическая провинция входит в состав Кавказско-Анатолийского сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Здесь широко проявлен неоген-четвертичный магматизм; молодыми вулканитами покрыто более четверти территории региона. Его развитие проходило в обстановке активности горячего поля мантии, проявленной на фоне конвергенции континентальных литосферных плит [Бубнов, 2003 и др.]. Объектом изучения являлись четвертичные щелочные базальтоиды редкой разновидности: гаюин-амфиболовые тефриты (орданшиты) и гаюин-оливиновые базаниты. Известно лишь небольшое число находок гаюинсодержащих¹ щелочных вулканических пород. Например, это плейстоцен-голоценовые щелочные лавы Монте-Сомма (Везувий) [Bruun-Neergard, 1807; Бетехтин, 2007 и др.], плейстоценовые базанитовые (фонолитовые) лавы вулкана Вультуре (Италия) [Solovova et al., 2005; Panina, Stoppa, 2009 и др.], плейстоценовые фонолиты Эйфеля (Лаахерское озеро, Германия) [Sharygin et al., 2005 и др.] и голоценовые фонолитовые лавы вулкана Сумако (Эквадор) [Garrison et al., 2018 и др.]. Еще меньше распространены щелочные плутонические комплексы с гаюинсодержащими породами (например, нефелин-сиенитовые аплиты Тасмании и гаюиновые сиениты о. Лос западного побережья Экваториальной Африки) [Twelvetrees, Petterd, 1898; Заварицкий, 1955 и др.]. Наконец, известны единичные случаи, когда в геологических разрезах установлено присутствие орданшитов — гаюинсодержащих амфиболовых тефритов. Орданшиты встречены во Французском массиве и Эфиопском рифте [Lacroix, 1917 и др.], на Мадагаскаре и Тасмании; они входят в состав щелочно-базальтовой серии Роке Нубло о. Гран Канария (Канарский архипелаг) [Hoernle, Schmincke, 1993; Асавин,

2016 и др.]. Многими исследователями отмечена приуроченность ряда щелочных магматических комплексов с орданшитами к рифтовым зонам или к областям, для которых предполагается наличие горячей точки (горячего поля) мантии. Хорошо обоснованные петрологические модели появления в магматических породах минеральных ассоциаций с гаюином достаточно подробно освещены в целом ряде публикаций [Tracy, 2003; Solovova et al., 2005; Sharygin et al., 2005 и др.]. Так, в нашем случае, появление гаюина в изученных щелочных базальтоидах, скорее всего, связано с вхождением в структуру минерала сульфат-иона, образовавшегося при близповерхностном окислении сернистого флюида (H_2S либо паров S_6). Надежных свидетельств мантийной природы гаюина [Cavarretta, Lombardi, 1990 и др.] орданшитов и базанитов Малого Кавказа мы в настоящее время не имеем. Между тем, природа источников вещества орданшитов, как, впрочем, и гаюинсодержащих базанитов до настоящего времени является темой дискуссий.

В современных исследованиях, направленных на решение вопросов происхождения щелочных расплавов, эффективным подходом является применение геохимических методов, включая изучение вариаций изотопного состава различных элементов. В настоящей статье обсуждаются результаты (Sr—Nd—Pb) изотопно-геохимического изучения четвертичных щелочных базальтоидов Малого Кавказа. На их основе с привлечением других данных о вещественном составе пород рассматриваются возможные области зарождения и наиболее вероятный состав источников вещества их родоначальных магм.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ

На территории Малого Кавказа большинство проявлений новейшего щелочного основного вулканизма приурочено к юго-восточному окончанию Сюникского нагорья (южная часть Армении) и связано с активностью Капанского неовулканического центра (рис. 1).

Капанский центр расположен в бассейнах рек Ачанан и Воротан в пределах Капанского (Кафанскоого) тектонического блока — активизированной в новейшее время мезозойской

¹Гаюин ($Na_{4,5}Ca_2K(Al_6Si_6O_{24})(SO_4)_{1,5}(OH)_{0,5}$) — каркасный алюмосиликат натрия и кальция с сульфат-ионом из группы содалита.

континентальной окраины, в юре и раннем мелу островодужного (западно-тихоокеанского), а в палеогене, вероятнее всего Андийского (восточно-тихоокеанского) типа [Меликсетян и др., 2019; Mederer et al., 2013 и др.]. Тектонический блок сложен преимущественно субдукционно-связанными вулканогенно-осадочными толщами юры, прорванными небольшими штоками и дайками различного состава [Ширинян, Нагапетян, 1974 и др.]. Эти толщи на северо-востоке региона с несогласием перекрыты терригенно-карбонатными породами нижнего мела (см. рис. 1).

Сведения о домезозойских породах в пределах Капанского блока и его периферии малы. К ним отнесены, залегающая на северо-западной периферии (бассейн р. Аракс), толща (до 2 км) метаморфических сланцев и порфириров с редкими линзами и пачками мраморов, нижнего палеозоя – докембрия [Мкртчян, 1958; Акопян, 1962], перекрывающая их толща сланцев, кварцитов и

известняков верхнедевонского возраста [Мкртчян, 1958], а также в границах Капанского блока карбонат-графитовые сланцы нижнего палеозоя (?) ущелья Вохчи близ г. Капан [Туманян, 1992].

В новейшее время в пределах Капанского центра были сформированы несколько моногенных шлаково-лавовых вулканов (см. рис. 1), активность которых была отмечена чередующимися выбросами эксплозивно-обломочных пород (шлаков, тефры, агглютинатов, пеплов и т.п.), реже лавовыми потоками протяженностью до 8 км [Ширинян, Нагапетян, 1974; Джрбашян и др., 2012 и др.].

Традиционно считают [Ширинян, Нагапетян, 1974; Ширинян, Задоян, 1990 и др.], что новейший щелочной вулканизм здесь приурочен к Барабатум-Халаджскому и Мец-Магаринскому разломам, заложенным в среднеюрское и активизированным в четвертичное время (см. рис. 1).

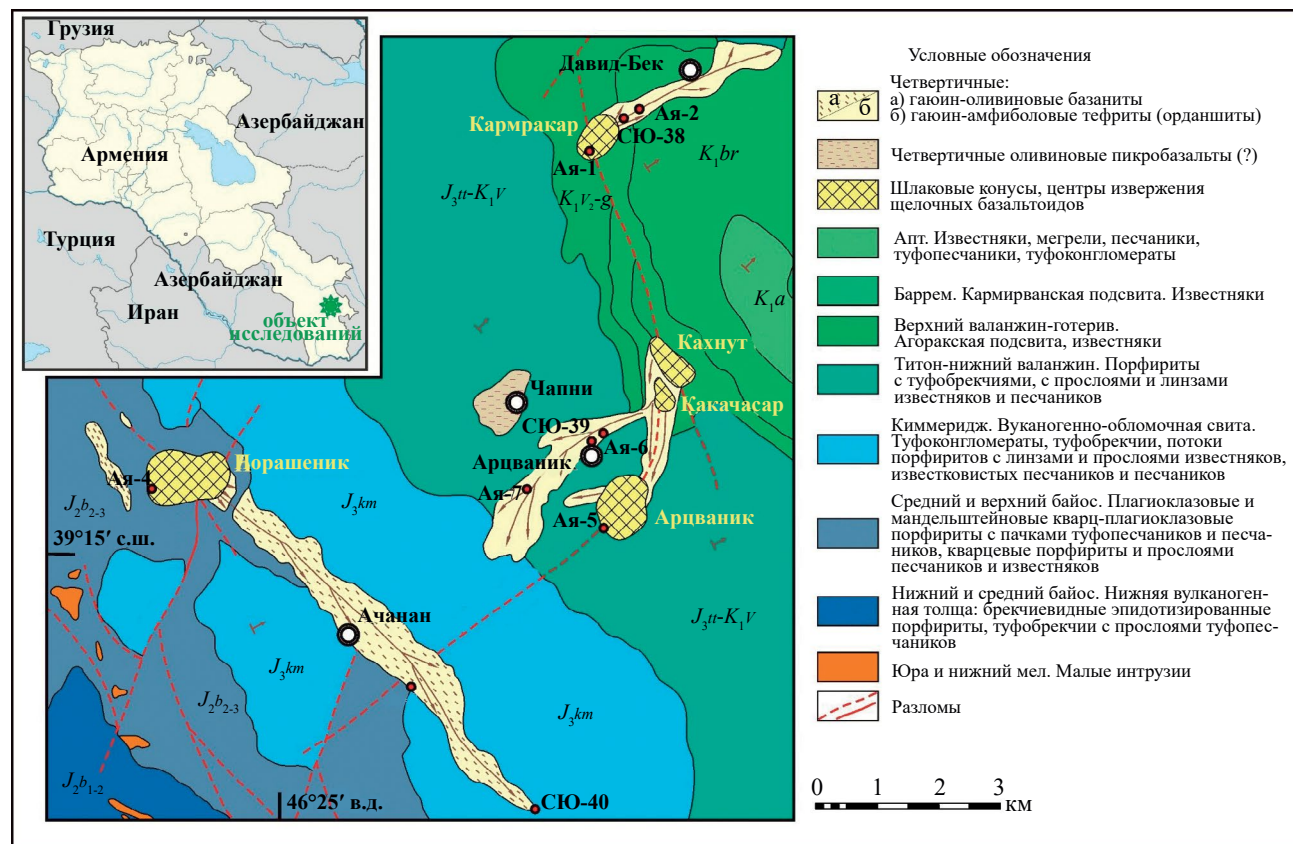


Рис. 1. Схематическая геологическая карта проявлений четвертичного магматизма Капанского вулканического центра на юге Армении (составлена на основе данных [Ширинян, Нагапетян, 1974] с добавлениями авторов).

Первый из них в совокупности с опережающими его новейшими локальными разломными нарушениями контролировал размещение Арцваникской группы шлаковых конусов (Арцваник², Кахнут и Какачасар), а также самостоятельного шлакового конуса Кармракар [Ширинян, Нагапетян, 1974]. Перечисленные эпицентры магматической активности и связанные с ними лавовые потоки сложены исключительно гаюин-амфиболовыми тефритами (орданшитами) [Бубнов и др., 2018 и др.]. Все они изобилуют в разной степени измененными ксенолитами (хадалитами) известняков.

Мец-Магаринское разрывное нарушение с опережающими его новейшими локальными разломами определило расположение Норашенинского шлакового конуса [Ширинян, Нагапетян, 1974 и др.]. Этот конус, как и продукт его активности — протяженный Халаджский лавовый поток (рис. 2) сложены исключительно гаюин-оливиновыми базанитами [Бубнов и др., 2018 и др.].

Следует заметить, что в ~3 км северо-западнее конуса Какачасар в окрестностях с. Чапни

²В работе [Меликсетян и др., 2019] ставится под сомнение наличие шлакового конуса Арцваник, описанного еще Л. Канюшевским в 1911 г. Не комментируя геологические аргументы за [Ширинян, Нагапетян, 1974 и др.] и против [Меликсетян и др., 2019] уважаемых армянских коллег, в нашей публикации молодые вулканогенные образования, обнаженные на юго-западных склонах г. Арцваник, мы будем относить к продуктам активности одноименного шлакового конуса (см. рис. 1).

обнажается останец измененных вулканитов (см. рис. 1) основного-ультраосновного состава нормального ряда, описанных Х.Б. Меликсетяном и др. [2019] как четвертичные оливиновые пикробазальты. Выявление истинного геологического положения и исходного вещественного состава этих пород требуют дополнительных детальных исследований и поэтому не рассмотрены в нашей публикации.

Лишь в последнее время в литературе появились изотопно-геохронологические данные по молодым вулканам Капана. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ геохронология [Меликсетян и др., 2019] указывает на их активность в калабрийском веке при наиболее вероятном возрастном диапазоне — 1.0–0.75 млн лет назад. Исходя из результатов К-Аг датирования [Лебедев, Чернышев, 2020] продукты магматической активности Капанского центра возникли в середине плейстоцена (калабрий) в ходе двух импульсов магматической активности — 1.1–1.2 и ~0.9 млн лет назад.

Согласно геофизическим данным [Ширинян, Нагапетян, 1974], мощность земной коры в пределах Капанского тектонического блока составляет 42–48 км, из них на вулканогенно-осадочные образования юры и мела приходится порядка 3–3.5 км.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изотопный анализ Sr, Nd и Pb в изученных щелочных породах выполнен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ

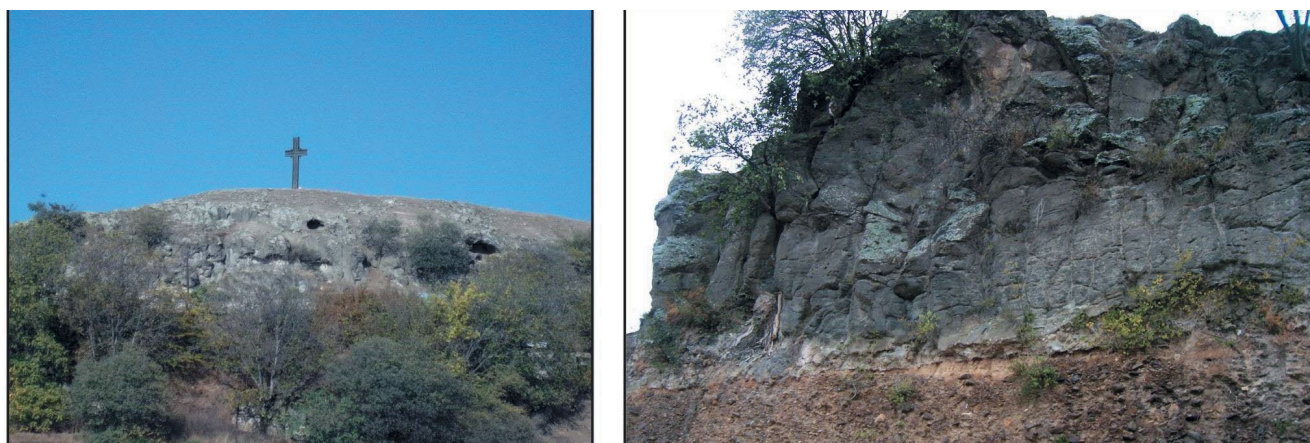


Рис. 2. Окончание четвертичного Халаджского лавового потока гаюиновых базанитов над селом Сюник. Левый снимок — общий вид фронтальной части лавового потока; правый — деталь фронтальной части потока.

РАН Ю.В. Гольцманом и А.В. Чугаевым, а изучение составов породообразующих минералов и определение содержаний породообразующих оксидов и микроэлементов – в ЦКП ИГЕМ Аналитика С.Е. Борисовским, И.Г. Грибоедовой, А.И. Якушевым и Я.В. Бычковой. Ниже дана краткая характеристика использовавшихся методик, а более подробное их описание имеется в работах [Чернышев и др., 2007; Чугаев и др., 2013; Ревенко, 2008; Бычкова и др., 2016 и др.].

Определение содержаний главных петрогенных оксидов, а также ряда рассеянных элементов (V, Cr, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb и Ba) выполнено методом рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре PW-2400 (Philips). При калибровке прибора использованы отраслевые и государственные аттестованные стандартные образцы. Подготовка препаратов к измерениям выполнена путем высокоскоростного плавления материала проб в индукционной печи с боратами лития при температуре 1200°C. Потери при прокаливании (п.п.п.) определены гравиметрическим методом при температуре 1000°C. Содержание железа в пробах определено в форме $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$. Погрешности анализа составляли 1–5 отн. % для компонентов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % ниже 0.5 мас. %.

Определение в породах концентраций редкоземельных (РЗЭ) и других микроэлементов выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) на приборе MS X-Series II (Thermo Scientific). Образцы подвергались кислотному разложению. Правильность результатов контролировалась систематическими анализами стандартных аттестованных образцов BHVO-2 и COQ-1, разложенных одновременно с серией исследуемых проб. Пределы обнаружения для РЗЭ составляли 0.02–0.03 мкг/г; погрешности анализа составляли 1–3 отн. %.

Изучение составов породообразующих минералов и гаюина проводилось на рентгеновском микроанализаторе JXA-8200 фирмы JEOL (Япония). Эталонами сравнения на основные элементы служили внутрилабораторные стандарты, по составу близкие к исследуемым фазам. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF с использованием программного обеспечения фирмы JEOL. Погрешности измерений

составляли: для содержаний свыше 10 мас. % – до 2 отн. %; 5–10 мас. % – до 5 отн. %; от 1 до 5 мас. % – до 10 отн. %.

Измерения изотопного состава Rb, Sr, Sm и Nd и определения концентраций этих элементов проводились методом изотопного разбавления на термоионизационном масс-спектрометре Sector 54 (Micromass). Правильность получаемых результатов контролировалась систематическими анализами стандартных образцов: Sr SRM-987 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710250$), Nd- ИГЕМ ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512407$), прокаленного относительно международного стандартного образца LaJolla ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511856$) и стандартного образца базальта Геологической службы США – BCR-1 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705014 \pm 30$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512632 \pm 20$). В период изотопных измерений были получены следующие значения изотопных отношений в стандартах: SRM-987 – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710254 \pm 18$ (2 σ), $n = 38$; Nd-ИГЕМ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512403 \pm 11$ (2 σ), $n = 35$; BCR-1 – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512636 \pm 17$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705012 \pm 19$, $n = 8$. Погрешности измерения изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ не превышали 0.002 отн. %.

Изотопный состав Pb анализировался методом многоколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (MC-ICP-MS) на приборе NEPTUNE (ThermoFinnigan) А.В. Чугаевым. Данный метод [Rehkämper, Halliday, 1998] предполагает анализ свинца из растворов, содержащих добавку таллия, и нормирование результатов текущих измерений изотопных отношений свинца по стандартному значению отношения $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$, которое принимали равным 2.3889 ± 1 [Чернышев и др., 2007]. Точность и правильность получаемых результатов контролировались систематическими анализами стандартных образцов горных пород Геологической службы США – AGV-1 и BCR-1. За время проведения измерений были получены следующие значения изотопных отношений Pb в стандартах: AGV-2 – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.871 \pm 5$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.621 \pm 4$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.548 \pm 10$, $n = 5$; BCR-1 – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.822 \pm 6$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.640 \pm 4$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.737 \pm 12$, $n = 10$. Итоговая аналитическая погрешность ($\pm 2\text{SD}$) для отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ не превышала 0.03 отн. %.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ

Щелочные породы Капанского неовулканического центра представлены гаюин-оливиновыми (*Hyn-Ol*³) базанитами и гаюин-амфиболовыми (*Hyn-Amp*) тефритами (орданшитами). Первые из них являются продуктами активности шлакового конуса Норашиник и слагают Халаджский лавовый поток. Орданшита — доминирующий петротип для Арцваникской группы шлаковых конусов и для расположенного севернее шлакового конуса Кармракар.

Hyn-Ol-базаниты — это порфировые породы чаще всего с пятнистой, реже шаровидной текстурой. Доминирующими минералами вкрапленников являются *Ol* (до 15% объема породы) и клинопироксен (*Cpx*) (до 6.5%); часто присутствуют плагиоклаз (*Pl*) (до 1.5%) и рудный минерал (обычно магнетит (*Mag*)), существенно реже — микровкрапленники *Amp* и апатита (*Ap*) (рис. 3). *Ol* вкрапленников обладает высокомагнезиальным составом (Fe_{89-90}) при 0.17–0.24 мас. % CaO (табл. 1). *Cpx* вкрапленников чаще всего характеризуется прямой зональностью. Ядерные зоны обычно представлены низкотитанистым авгитом (*Aug*) или диопсидом (*Di*): $Mg^{44} = 0.84–0.87$ при 0.48–0.85 мас. % TiO_2 ; периферийные зоны — менее магнезиальны и богаче титаном: $Mg^{\#} = 0.68–0.77$ при 1.27–2.12 мас. % TiO_2 . Вкрапленники *Pl*, как правило, имеют обратную зональность: ядерные зоны кристалла по составу чаще всего отвечают основному андезину (An_{45-48}); содержание анортитового минала во внешних зонах минерала нередко увеличивается скачкообразно — до An_{70} (битовнит). Составы внешних зон вкрапленников обычно близки к составам микролитов основной массы (от An_{64} до An_{71}). Выявлено устойчивое присутствие *Hyn* (см. табл. 1) либо в виде ксеноморфных зерен обычно в интерстициях основной массы, либо микровкрапленников и микролитов с четкими кристаллографическими очертаниями (см. рис. 3). В микролитовой, реже пилотакситовой основной массе наряду с микролитами перечисленных минералов присутствуют $K-Na-Fsp$, а также цеолиты (*Zeol*),

которые, скорее всего, развивались по реликтам вулканического стекла.

Hyn-Amp-тефриты (орданшита) обычно представлены порфировыми разностями от светло-серого до черного цвета. Главный минерал вкрапленников — *Amp* (до 15%), второй по значению минерал — *Cpx* (до 5%); часто присутствуют *Ap* (до 2%), *Pl* (до 1.5%) и ксенокристы (диакристы) кварца (*Qz*), реже *Ol*, *Mag* и $K-Na-Fsp$ (см. рис. 3). *Amp* вкрапленников, ранее диагностированный как оксикерсутит [Гущин и др., 1991], по составу отвечает титановому паргаситу при $Mg^{\#} = 0.59–0.78$ и 2.85–3.51 мас. % TiO_2 (см. табл. 1). *Cpx* — обычно *Aug* ($Mg^{\#} = 0.63–0.85$; 0.31–3.81 мас. % TiO_2). Состав

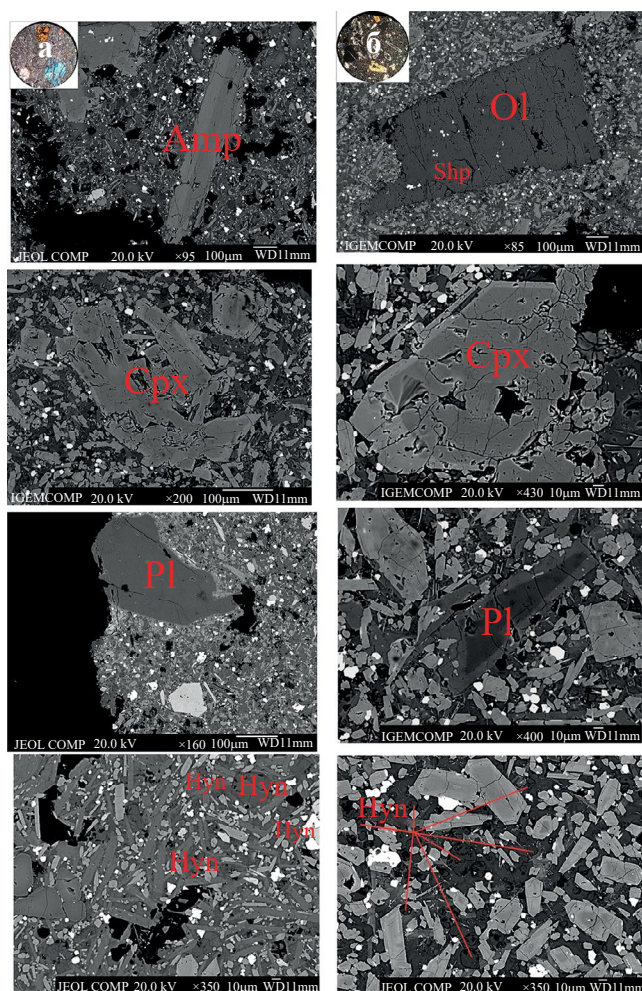


Рис. 3. Структуры основной массы и индикаторные минералы орданшитов (а) и базанитов (б) Капанского неовулканического центра Малого Кавказа в обратно-рассеянных электронах (BSE).

Amp — амфибол, *Ol* — оливин, *Cpx* — клинопироксен, *Pl* — плагиоклаз, *Hyn* — гаюин.

³Символы минералов даны по [Whitney, 2010].

⁴ $Mg^{\#}$ — магнезиальность в мол.; $Mg^{\#} = Mg/(Mg + Fe^{2+})$.

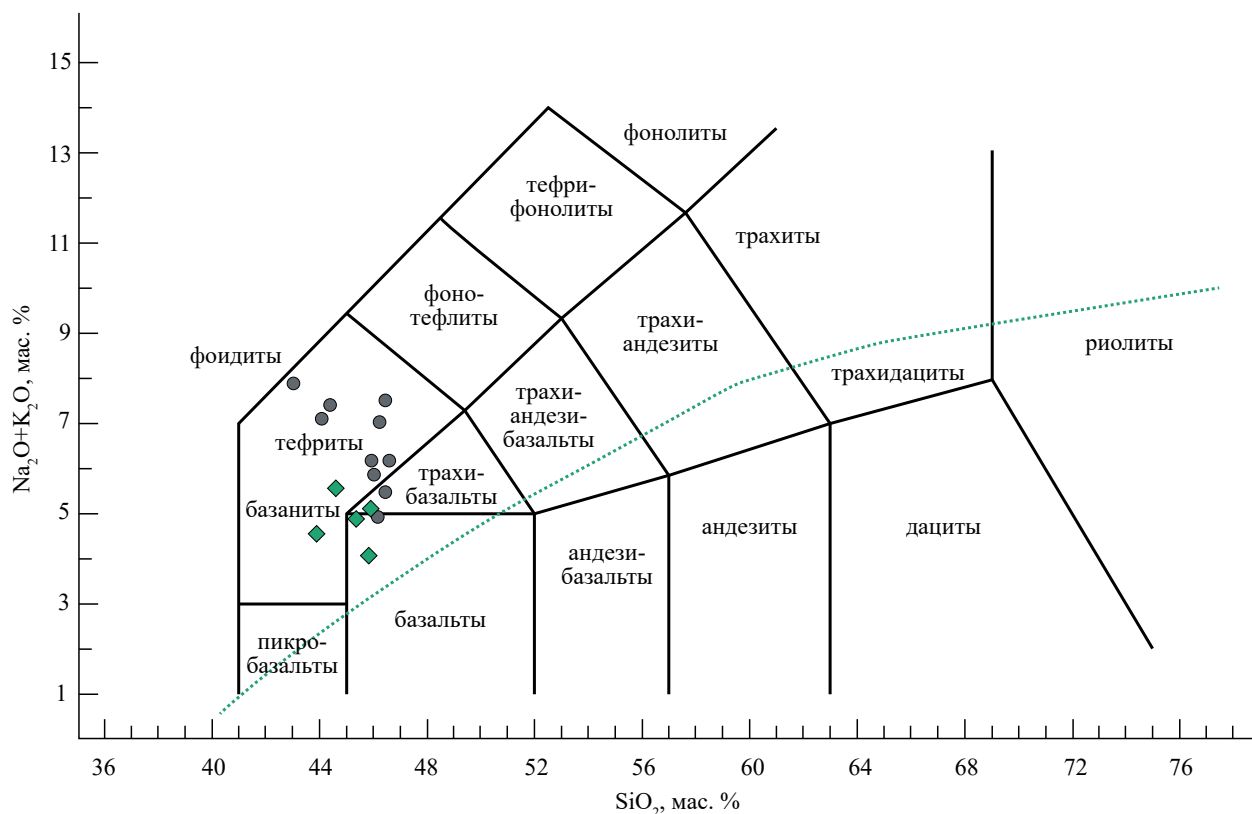


Рис. 4. Диаграмма $\text{SiO}_2-(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ [Le Bas et al., 1986] для четвертичных щелочных базальтоидов Капанского центра Малого Кавказа.

Зеленые ромбы – *Hyp-Ol*-базаниты, серые кружки – *Hyp-Amp*-тефриты (орданшиты).

микрокrapленников и микролитов *Pl* варьирует от лабрадора до преобладающего андезина (An_{35-64}). Ксенокристы (диакристы) *Qz* нередко обладают хорошо выраженной пироксен-полевошпатовой “коронай”. В орданшитах стабильно присутствуют микрокrapленники и микролиты *Hun* (см. табл. 1) как в виде ксеноморфных зерен (в т.ч. и в интерстициях основной массы), так и в форме кристаллов с четкими кристаллографическими очертаниями (см. рис. 3). В некоторых разностях пород встречены мелкие зерна рёнита (обычно в зонах опацизации *Amp*), реже шпинели (*Spl*). В основной массе вместе с микролитами перечисленных минералов присутствует *Zeo*. Структура основной массы орданшитов обычно гипокристаллическая или микролитовая, порой переходящая в пилотакситовую.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОРОД

Изученные вулканиды содержат 41.2–45.5 мас. % SiO_2 , 4.4–7.6 мас. % $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ при 0.6–3.1 мас. % K_2O ; на диаграмме TAS [Le Bas et

ал., 1986] точки их составов в подавляющем большинстве располагаются в поле базанитов/тефритов (табл. 2, рис. 4). Породы обогащены крупноионными литофильными элементами (LILE) (Ba от 930 до 1550 г/т, Sr от 1850 до 4050 г/т), имеют повышенные содержания S (до 1.99%) и P_2O_5 (от 0.91 до 1.95%); отношения Nb/Ta в них близки к хондритовым, либо несколько превышают последние (17.8–26.9). Орданшиты региона заметно дифференцированы (0.57–0.63 $Mg^\#$), базаниты — близки к составу примитивных расплавов (0.70–0.71 $Mg^\#$ при Fo_{89-90} оливина вкрапленников), равновесных с мантийным источником.

Согласно CIPW расчетам породы устойчиво содержат нормативный нефелин (0.25–15.60 мас. %) и нормативной оливин – в орданшитах от 3.80 до 8.05 мас. %, в базанитах – 10.10–13.35 мас. %.

По ряду геохимических параметров *Нул*-содержащие щелочные базальтоиды сопоставимы с основными магматическими образованиями внутриплитных геодинамических обстановок.

Таблица 1. Химический состав породообразующих минералов вкрапленников и гаюина щелочных базальтоидов Капанского вулканического центра Малого Кавказа

Компоненты	Базаниты						Орданшиты					
	Срх	Срх	Оl	Оl	Нун	Нун	Срх	Срх	Аmf	Аmf	Нун	Нун
SiO ₂	51.12	51.02	40.92	41.23	31.82	32.02	49.05	50.09	40.03	40.44	30.87	30.97
Na ₂ O	0.36	0.32	0.00	0.05	16.01	15.65	1.01	0.98	2.42	2.37	14.06	13.65
FeO	4.25	4.80	10.54	9.74	0.69	0.46	6.90	6.78	10.74	9.67	0.57	0.51
K ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.53	1.54	0.00	0.01	1.70	1.75	0.88	0.38
NiO	0.03	0.00	0.40	0.36	н.а.	н.а.	0.05	0.04	0.01	0.06	н.а.	н.а.
Al ₂ O ₃	4.04	3.11	0.03	0.03	27.50	27.27	6.52	5.40	13.75	13.45	26.34	26.34
MgO	15.58	15.85	48.65	49.04	0.06	0.10	13.57	14.53	13.15	13.87	0.20	0.15
MnO	0.05	0.08	0.20	0.25	0.03	0.03	0.16	0.14	0.09	0.09	0.00	0.02
TiO ₂	0.77	0.81	0.02	0.00	0.13	0.11	0.92	0.80	3.28	3.36	0.06	0.02
Cr ₂ O ₃	0.73	0.27	0.04	0.04	н.а.	н.а.	0.05	0.00	0.04	0.04	н.а.	н.а.
CaO	22.34	22.29	0.18	0.19	8.96	9.00	20.69	20.45	11.26	11.29	10.01	9.98
F	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0.41	0.39	0.00	0.00
Cl	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	0.07	0.11	н.а.	н.а.	0.02	0.01	0.14	0.11
SO ₃	н.а.	н.а.	н.а.	н.а.	13.01	13.15	н.а.	н.а.	0.04	0.03	13.01	13.20
Сумма	99.29	98.55	100.98	100.93	98.79	99.41	98.92	99.22	96.77	96.64	96.10	95.30
MgO#	0.87	0.86	0.89	0.90	—	—	0.78	0.79	0.69	0.72	—	—

Примечание. Оксиды приведены в мас. %, все железо представлено в виде FeO, н.а. — не анализировалось.

Так, на дискриминационных диаграммах Zr–Zr/Y [Pearce, Norry, 1979] и Zr–Ti/100 – 3*Y [Pearce, Cann, 1973] точки их составов в подавляющем большинстве попадают в поле внутриплитных базальтов (рис. 5). Вместе с тем на диаграмме La/Nb–Ba/Nb [Pang et al., 2010 и др.] точки составов пород располагаются вблизи областей составов магматических образований вулканических дуг и континентальной сиалической коры. Напротив, по соотношению Th, Y и Nb (диаграмма Nb/Y–Th/Y) они сопоставимы с магматитами рифта Рио-Гранде, а по соотношению Th, Ce и Nb (диаграмма Th/Nb–Ce/Nb) область их составов близка к линии “смешения”, задаваемой составами деплетированной мантии (DM) и мобильного компонента слэбов (SDS) по [Saunders et al., 1988]. Итак, изученные щелочные базальтоиды Капанского

центра проявляют геохимические черты пород различных генетических типов; подобные своеобразные “смешанные” геохимические характеристики были установлены для ряда неоген-четвертичных магматических ассоциаций Кавказского региона [Лебедев и др., 2009; Бубнов и др., 2016 и др.], маастрихт-нижнечетвертичных базальтоидов Пенжинско-Анадырско-Корякской области северо-западного обрамления Тихого океана [Федоров, 2006 и др.], среднемиоценовых вулканитов грабена Симане о. Хонсю [Miyake, 1994 и др.], миоценовых толеитов банки Ямато в Японском море [Pouclet, Bellon, 1992; Федоров, 2006 и др.], четвертичных вулканитов южной части Срединного хребта Камчатки [Волынец и др., 2018 и др.] и т.д. Заметим, что такой геохимический тип магматических образований

Таблица 2. Химический состав четвертичных гаюинсодержащих щелочных базальтоидов Капанского вулканического центра Малого Кавказа

Образец	СЮ-39/13	Ая-06/14	Ая-05/14	Ая-07/14	СЮ-38/13	Ая-02/14	Ая-01/14	Ая-03/14	СЮ-40/13	Ая-04/14
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	41.22	42.73	44.73	44.47	43.91	44.86	45.46	44.43	43.13	42.29
TiO ₂	1.61	1.60	1.62	1.64	1.59	1.57	1.76	1.15	1.31	1.16
Al ₂ O ₃	15.06	15.51	16.24	15.89	15.70	15.56	14.69	14.04	13.32	12.47
MgO	6.82	5.91	6.59	6.65	7.09	7.03	7.70	10.72	11.41	11.74
Fe ₂ O ₃	10.14	9.72	9.85	10.00	9.62	9.13	9.43	9.04	9.74	10.04
MnO	0.15	0.146	0.150	0.145	0.141	0.135	0.134	0.145	0.15	0.159
CaO	11.30	11.65	10.55	10.91	10.14	10.40	9.92	12.63	11.16	13.19
Na ₂ O	4.50	4.78	4.33	3.60	3.45	5.26	4.43	4.24	2.72	2.49
K ₂ O	3.05	2.35	1.36	1.15	2.46	1.57	2.92	0.55	2.66	1.89
P ₂ O ₅	1.95	1.87	1.73	1.89	1.47	1.51	1.44	0.95	1.07	0.91
S	1.99	1.51	0.21	0.05	0.70	1.03	0.74	0.39	0.46	0.21
п.п.п.	1.41	1.37	1.89	2.86	2.93	1.15	0.61	1.10	2.83	2.71
сумма	99.20	99.15	99.25	99.26	99.20	99.21	99.23	99.39	99.96	99.26
Cr	97	87	106	83	113	125	197	368	381	371
V	153	159	172	180	184	182	187	188	186	173
Co	32	32	31	26	30	25	29	39	37	40
Ni	106	101	114	102	179	176	204	271	309	297
Cu	71	70	80	82	130	64	154	96	103	101
Zn	87	88	94	95	101	87	101	76	82	79
Rb	30	27	23	20	34	39	35	30	39	30
Sr	3453	3445	2905	2970	2802	3008	2728	1887	1845	2187
Zr	50	169	184	181	108	188	178	125	50	125
Ba	1498	1391	1241	1164	1552	1339	1140	933	1189	1445
As	5	9	9	9	4	9	9	9	5	9
Li	11	8.9	10	11	12	8.8	6.4	7.6	8	7.0
Sc	16	14	15	18	16	14	15	26	23	26
Y	20	23	23	20	21	20	16	22	19	18
Nb	24	27	27	27	27	26	23	20	19	19
Mo	1.64	0.74	0.18	0.50	1.13	0.56	1.2	0.48	1.49	1.7
Ag	0.42	0.90	0.88	0.41	1.2	1.0	0.39	0.63	0.38	0.30
Cs	0.48	0.55	0.54	0.77	0.66	0.63	0.54	0.50	0.78	0.49
La	98	100	96	95	90	84	75	70	65	71
Ce	208	220	213	203	191	187	160	150	142	142
Pr	25	27	26	25	23	23	20	18	18	17
Nd	94	100	99	94	84	85	76	68	67	64
Sm	14	15	15	14	14	13	12	10	10	10
Eu	3.8	4.2	4.0	3.7	3.6	3.7	3.1	3.0	2.8	2.8

Таблица 2. Окончание

Образец	СЮ-39/13	Ая-06/14	Ая-05/14	Ая-07/14	СЮ-38/13	Ая-02/14	Ая-01/14	Ая-03/14	СЮ-40/13	Ая-04/14
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Gd	11	16	15	8.1	12	13	6.6	11	8.6	5.9
Tb	1.1	1.3	1.3	1.0	1.2	1.1	0.81	1.0	0.91	0.79
Dy	4.5	4.8	4.7	4.9	4.4	4.4	3.8	4.3	4.0	4.2
Ho	0.80	0.81	0.81	0.78	0.71	0.73	0.61	0.79	0.74	0.72
Er	2.0	2.0	2.0	1.7	1.8	1.7	1.3	2.1	1.9	1.7
Tm	0.23	0.24	0.26	0.25	0.23	0.23	0.20	0.27	0.25	0.24
Yb	1.5	1.2	1.3	1.5	1.5	1.1	1.1	1.4	1.6	1.5
Lu	0.22	0.23	0.23	0.22	0.21	0.19	0.17	0.24	0.22	0.22
Hf	3.7	3.4	3.6	4.0	4.0	4.1	4.0	2.9	3.6	2.9
Ta	1.1	1.0	1.0	1.2	1.1	1.1	1.1	0.71	0.89	0.87
Pb	11	11	11	12	5.4	11	13	15	8.51	10
Th	4.0	3.8	4.1	4.1	3.7	4.6	3.6	4.5	3.9	4.8
U	6.1	1.0	1.0	0.93	2.7	1.0	0.87	1.0	4.2	1.2

Примечание. 1–2 – орданшиты конуса Арцваник; 3–4 – орданшиты конуса Какачасар; 5–7 – орданшиты конуса Кармракар; 8–10 – базаниты Халаджского потока.

Координаты мест отбора образцов (система WGS84, с. ш./в. д.): СЮ-39/13 – 39°16′02.1″/46°28′39.1″; Ая-05/14 – 39°15′14.0″/46°28′27.3″; Ая-06 – 39°15′57.1″/46°28′36.6″; Ая-07/14 – 39°15′34.8″/46°27′42.2″; СЮ-38/13 – 39°18′46.2″/46°28′57.9″; Ая-02/14 – 39°18′50.9″/46°29′11.5″; Ая-01/14 – 39°18′32.9″/46°28′33.3″; Ая-03/14 – 39°13′43.6″/46°26′20.8″; СЮ-40/13 – 39°12′23.8″/46°27′55.3″; Ая-04/14 – 39°15′49.1″/46°23′29.6″.

Содержания порообразующих оксидов и серы даны в мас. %; микроэлементов – в г/т; п.п.п. – потери при прокаливании. Концентрации V, Cr, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba и содержания порообразующих оксидов определены методом РФА; концентрации РЗЭ и других микроэлементов – методом ИСП-МС.

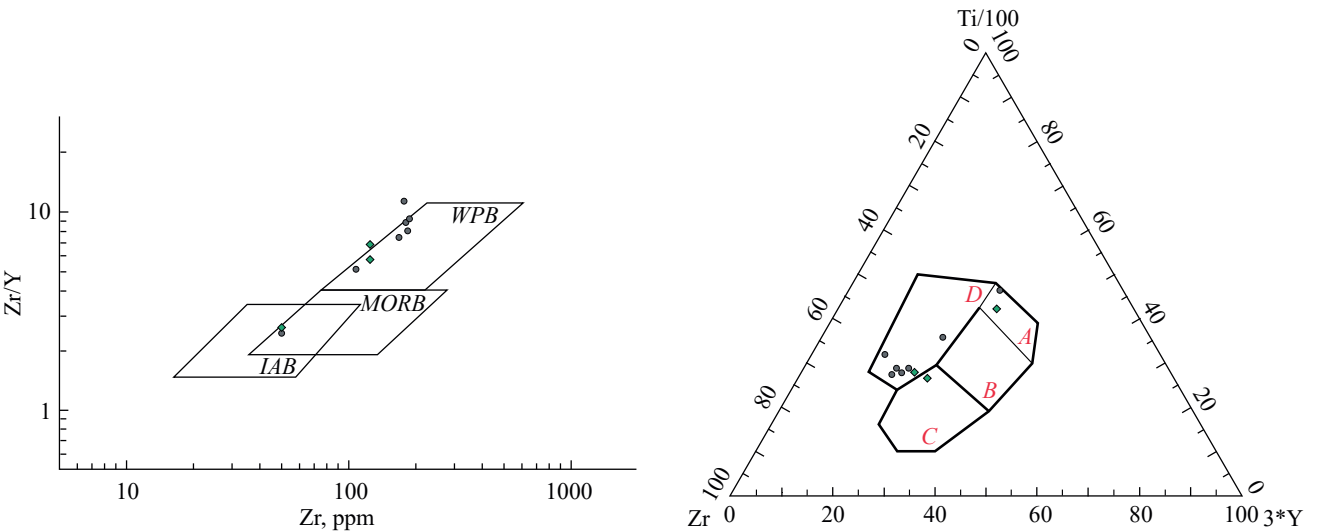


Рис. 5. Дискриминационные диаграммы [Pearce, Cann, 1973; Pearce, Norry, 1979] для новейших Нуп-содержащих щелочных базальтоидов Капанского вулканического центра.

А – IAT; В – IAT, CAB, MORB; С – CAB; D – WPB.

IAT – толеиты островных дуг MORB – базальты срединно-океанических хребтов, CAB – известково-щелочные базальты; WPB – внутриплитные базальты, IAB – базальты островных дуг.

Условные обозначения см. рис. 4.

авторы последней публикации предлагают называть “гибридным”.

SR-ND И RB-PB ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ

Sr–Nd изотопная систематика

Изученные вулканыты в целом характеризуются высокими содержаниями Sr (1845–4045 г/т) и Rb (16–39 г/т); орданшиты по сравнению с *Нуп*-базанитами обогащены Sr (2630–4045 против 1845–2900 г/т) при близких содержаниях в них Rb (16–38 против 22–39 г/т). Отличия концентраций Sr в амфиболовых и оливиновых разностях щелочных пород определяют заметные отличия в них отношений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$: 0.017–0.035 в орданшитах и 0.031–0.056 в базанитах. Содержания Sm и Nd в изученных породах составляют 9.5–15.0 и 60–100 г/т соответственно. Среди них наибольшими концентрациями этих элементов обладают орданшиты – 11.8–15.0 г/т Sm и 76–100 г/т Nd; гаюиновые базаниты содержат 9.5–10.0 г/т Sm и 60–68 г/т Nd. Изотопные отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в породах укладываются в узкий диапазон 0.088–0.092 при близких значениях этого параметра для всех разновидностей щелочных базальтоидов.

Вариации начальных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в изученных вулканитах составляют 0.7045–0.7054 и 0.51275–0.51279 (или +2.1...+3.0 в единицах ϵ_{Nd}) соответственно (табл. 3). Амфиболовые и оливиновые их разности обнаруживают существенные различия в изотопном составе Sr и ощутимые в изотопном составе Nd. Орданшиты по сравнению с базанитами имеют менее радиогенный изотопный состав Sr и заметно повышенный радиогенный изотопный состав Nd ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045–0.7047$, $\epsilon_{\text{Nd}} = +2.5...+3.0$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7049–0.7054$, $\epsilon_{\text{Nd}} = +2.1...+2.4$ соответственно). Такого рода отличия в генетически родственных магматических образованиях обычно объясняют исходной изотопно-геохимической неоднородностью источника расплавов, либо смешением в материнских расплавах магматитов Sr и Nd, по крайней мере, из двух различных источников.

Pb–Pb изотопная систематика

Концентрации Pb в четвертичных *Нуп*-содержащих щелочных породах региона составляют 5.4–15 г/т при слегка повышенной их вариативности в амфиболовых разностях пород (8.5–15 г/т – в базанитах и 5.4–13 г/т – в орданшитах). Изотопные отношения Pb в породах варьируют в узких пределах: для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 18.861 до 18.944,

Таблица 3. Изотопный состав Sr и Nd в *Нуп*-содержащих щелочных базальтоидах Капанского неовулканического центра Малого Кавказа

Образец	Содержания, г/т		Изотопные отношения		Содержания, г/т		Изотопные отношения		ϵ_{Nd}
	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	Nd	Sm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	
СЮ-39/13	32	4040	0.0228±2	0.704566±10	90	13	0.0876±1	0.512783±5	2.8
Ая-05/14	26	3180	0.0196±4	0.704547±9	90	13	0.0885±1	0.512781±6	2.8
Ая-06/14	31	3830	0.0230±4	0.704540±9	95	14	0.0878±1	0.512772±5	2.6
Ая-07/14	19	3230	0.0168±4	0.704649±7	95	14	0.0888±1	0.512765±5	2.5
СЮ-38/13	33	3100	0.0309±3	0.704541±10	80	10	0.0905±1	0.512790±6	3.0
Ая-02/14	38	3150	0.0353±3	0.704461±9	80	12	0.0901±1	0.512780±5	2.8
Ая-01/14	35	2960	0.0343±3	0.704450±9	85	13	0.0903±1	0.512780±5	2.8
Ая-03/14	30	2040	0.0381±6	0.704910±9	65	10	0.0915±1	0.512745±6	2.1
СЮ-40/13	39	2010	0.0563±4	0.704852±7	60*	10*	0.09*	0.512754±6	2.3
Ая-04/14	31	2890	0.0306±5	0.705361±9	60	10	0.0917±1	0.512751±5	2.2

Примечание. *Данные ИСП-МС.

Таблица 4. Изотопный состав Pb в *Нул*-содержащих щелочных базальтоидах Капанского неовулканического центра Малого Кавказа

№	Образец	Содержания, г/т			Изотопные отношения		
		Pb*	Th*	U*	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
1	СЮ-39/13	11	4	6.1	18.884	15.624	38.930
2	Ая-05/14	11	4.1	1	18.883	15.622	38.924
3	Ая-06/14	11	3.8	1	18.883	15.623	38.927
4	СЮ-38/13	5.4	3.7	2.7	18.869	15.616	38.918
5	Ая-02/14	11	4.6	1	18.861	15.611	38.898
6	Ая-03/14	15	4.5	1	18.943	15.643	38.979
7	СЮ-40/13	8.5	3.9	4.2	18.928	15.642	38.972
8	Ая-04/14	10	4.8	1.2	18.944	15.641	38.977

Примечание. *Данные ИСП-МС. Анализируемый материал – основная масса пород. Относительные погрешности приводимых значений изотопных отношений Pb не превышают ±0.03%.

для ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb от 15.611 до 15.643 и для ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb от 38.898 до 38.979 (табл. 4). Изученные вулканы обладают довольно высокой степенью однородности изотопного состава Pb. Величины коэффициента вариации (v^5) для отношений ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb ($v = 0.06\%$) и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb ($v = 0.056\%$) оказались близки и всего лишь в 2 раза превышают погрешность анализа. Наибольший масштаб вариаций обнаруживается для отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. Для него величина коэффициента вариации составляет 0.126%. В то же время, внутри каждой из групп пород степень однородности изотопного состава свинца выше, а разброс значений сопоставим с погрешностью. При этом базаниты отличаются несколько более радио-генным составом Pb (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.944–18.928, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.641–15.643, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 38.972–38.979) по сравнению с орданшитами (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.861–18.884, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.611–15.624, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 38.898–38.930).

Точки составов щелочных базальтоидов на Pb–Pb диаграммах (рис. 6) для всей совокупности изученных пород аппроксимируются линейными трендами с коэффициентами корреляции (R) 0.984 и 0.989 в координатах ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb–²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb–²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb соответственно. Подобные тренды обычно рассматриваются как линии смещения свинца из

различных источников. Для всех изотопных отношений в изученной совокупности пород отчетливо проявлена корреляция изотопного состава свинца с химическим составом пород, прежде всего с содержаниями MgO (рис. 7). При линейной аппроксимации точек составов вулканитов, представленных на рис. 7, коэффициенты корреляции лежат в диапазоне значений от 0.894 до 0.918.

Выявленные вариации изотопного состава Sr, Nd и Pb не могут быть результатом кристаллизационной дифференциации. Учитывая молодой возраст изученных пород, сдвигами в изотопных отношениях, обусловленными накоплением радио-генных изотопов, можно пренебречь. Следовательно, изотопные характеристики щелочных пород отражают соответствующие черты материнских магм, определяемые, в первую очередь, исходными изотопно-геохимическим параметрами их источников.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

*Фракционная кристаллизация
(либо фракционное плавление)*

Известно, что фракционное плавление и кристаллизация (Релеевское фракционирование) оказывают конкурирующее влияние на концентрации в магмах ряда индикаторных, в первую очередь, несовместимых элементов. Вследствие этого, в начале обсуждения

⁵ v – относительный среднеквадратичный разброс результатов, выраженный в % [Gulson, 1986; Чугаев и др., 2013 и др.].

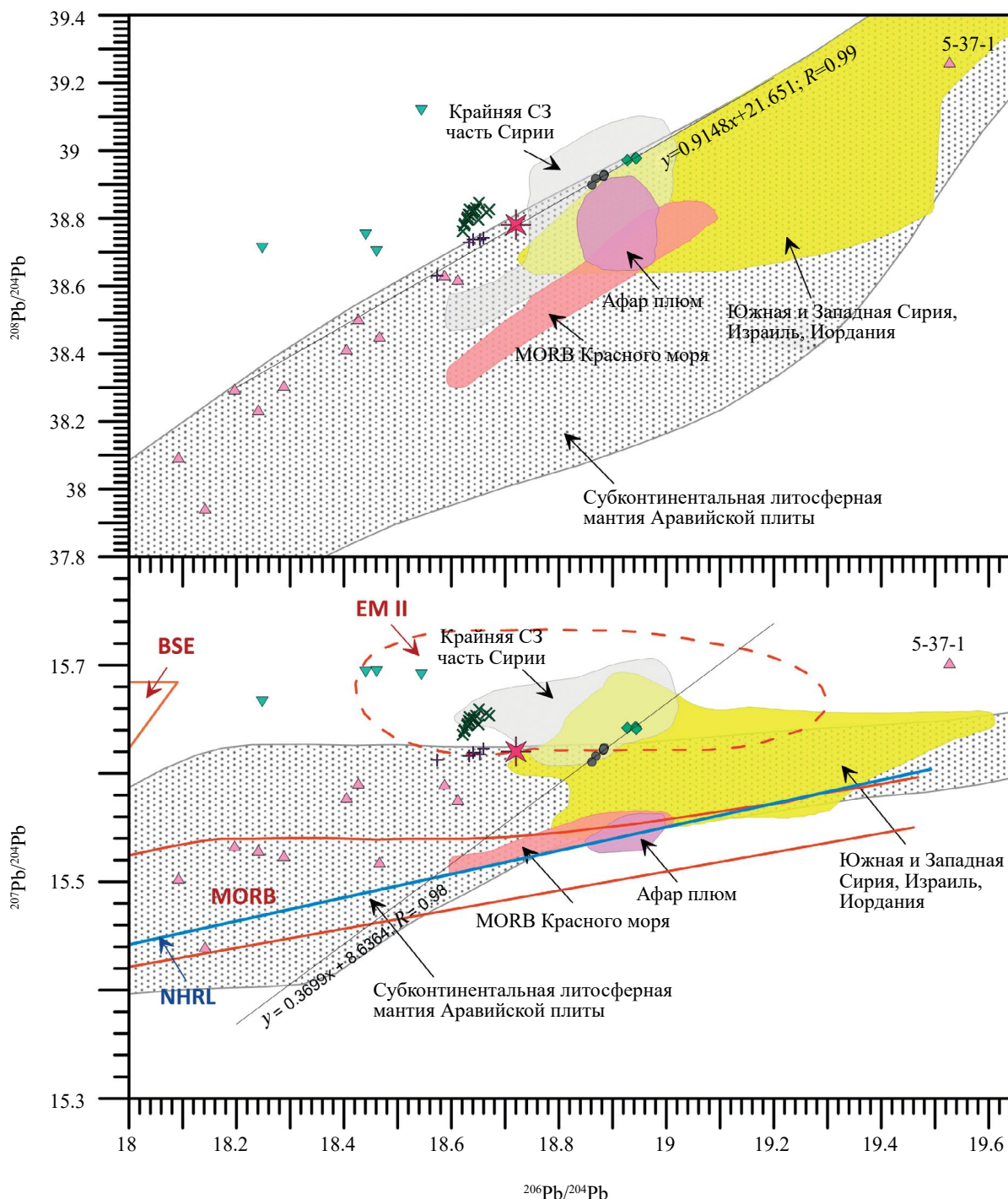


Рис. 6. Изотопные составы свинца в новейших *Нуп*-содержащих щелочных базальтоидах Капанского вулканического центра на ураногенной и торогенной диаграммах.

Зеленые ромбы – *Нуп*-*Амп*-базаниты; серые кружки – *Нуп*-*Амп*-тефриты (орданшиты); салатовые треугольники вниз – породы вариссийской гранитно-метаморфической коры Большого Кавказа; фиолетовые треугольники – субдукционно-связанные породы юрско-палеогеновых магматических комплексов фундамента Капанской зоны, по [Mederer et al., 2013]; косые крестики – продукты активности Эльбурского неовулканического центра (Большой Кавказ); прямые крестики – продукты активности Казбекского неовулканического центра (Большой Кавказ); звезда – мантийный источник “Caucasus” [Лебедев и др., 2010].

Поля составов мантийных источников – [Zindler, Hart, 1986], молодых магматических пород Аравийской плиты и смежных территорий – [Keskin и др., 2012]. Изотопные составы лав Эльбурского, Казбекского центров и пород вариссийского фундамента Большого Кавказа – [Лебедев и др., 2010, 2016; Чугаев и др., 2013]. NHRL – линия корреляции изотопного состава свинца океанических базальтов Северного полушария [Hart, 1984].

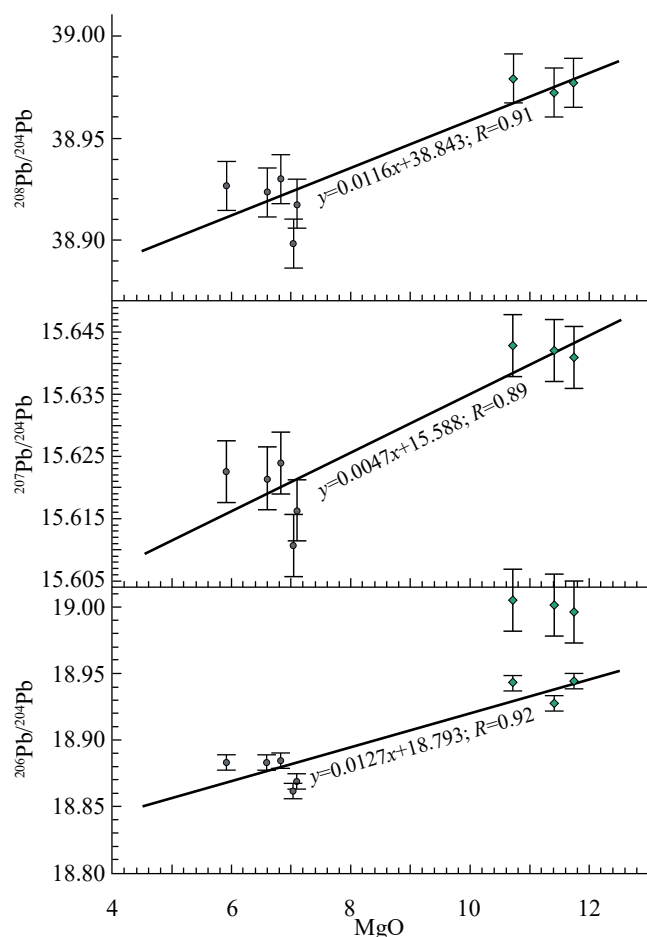


Рис. 7. Вариационные диаграммы изотопных отношений Rb и содержаний MgO в щелочных базальтоидах Капанского центра Малого Кавказа.

Условные обозначения см. рис. 4. Погрешности на диаграммах соответствует 2 σ .

результатов исследований попытаемся понять, что доминантно ответственно за геохимический облик и вариации геохимического состава щелочных базальтоидов Капанского центра: фракционирование минералов в подводящих каналах и магматических камерах, либо остаточные (реститовые) минералы в области мантийного источника (источников).

Небольшой разброс содержаний SiO_2 в щелочных вулканитах (ΔSiO_2 орданшитов ~ 4.5 мас. % и ΔSiO_2 базанитов ~ 2.1 мас. % соответственно) и их базанит-тефритовый состав, наряду с близостью составов базанитов к примитивным расплавам, не дают возможность рассматривать масштабное фракционирование кристаллизующихся фаз определяющим процессом в

формировании геохимического облика изученных пород. Впрочем, заметная до сильной (согласно шкале Чеддока [Шорохова и др., 2015 и др.]) положительная корреляция содержаний MgO и концентраций в породах Ni (для орданшитов $R_{\text{Ni}} = 0.83$, для базанитов – 0.63), а для орданшитов и Cr ($R_{\text{Cr}} = 0.78$), допускают возможность фракционирования (удаление из расплава) небольшого количества оливина и клинопироксена, к примеру во время подъема материнских магм. Наличие отрицательной корреляции между концентрациями Y и содержаниями MgO оставляет вероятность удаления из расплава (наряду с оливином и клинопироксеном) и небольшого количества амфибола. Однако, геохимические данные не позволяют говорить о масштабном фракционировании перечисленных минералов, поскольку отсутствует статистически значимая корреляция между концентрациями в изученных породах Co, Sc, а для орданшитов и Ti, с содержаниями MgO. Не исключено также фракционирование в небольшом количестве и плагиоклаза, на что указывают величины – Eu/Eu^* от 0.82 до 1.11 (среднее значение $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.95$) при Sr/Sr^* от 1.52 до 2.01. Фиксируемая в базанитах заметная положительная корреляция Ti с MgO ($R_{\text{Ti}} = 0.69$), а также Fe_2O_3 от MgO ($R_{\text{Fe}_2\text{O}_3} = 0.93$) может свидетельствовать об удалении из материнских расплавов этого типа пород небольшого количества Ti-магнетита.

На возможность объяснения особенностей геохимического состава изученных пород процессами FC (фракционная кристаллизация) либо AFC (фракционная кристаллизация в сочетании с ассимиляцией чаще всего коровым материалом), вроде бы могут говорить соотношения в них Th, Ta и Yb. На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb [Pearce, 1983] точки составов орданшитов ложатся на тренд FC для типичной *Amp*-содержащей ассоциации минералов ($\text{Plg} + \text{Amph} + \text{Cpx} + \text{Opx}$) [Neill et al., 2013], а базанитов попадают на линейный тренд AFC при соотношении ассимиляции к фракционированию 0.8 [Powell, 1984; Neill et al., 2013] (рис. 8). Однако, формирование соотношений в породах этих микроэлементов с определенными допущениями объяснимо и в рамках модели образования их первичных расплавов при частичном плавлении амфиболсодержащего мантийного источника. Серьезным аргументом в пользу того, что AFC

процессы (коровая ассимиляция в сочетании с фракционной кристаллизацией) не играли существенной роли в формировании геохимического облика пород являются отсутствие для отдельных петрографических типов пород выраженной отрицательной корреляционной зависимости между $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и MgO (для орданшитов $R = 0.48$, для базанитов — 0.49), а также заметной положительной корреляции между ϵ_{Nd} и MgO (для орданшитов $R = 0.54$, для базанитов — 0.07). Эти факты позволяют полагать, что ассимиляция исходных мантийных расплавов коровым материалом в сочетании с фракционной кристаллизацией не играли доминирующей роли в эволюции материнских лав исследуемых пород.

Итак, геохимические данные демонстрируют, что интенсивное фракционирование минеральных фаз (FC) либо фракционирование в сочетании с коровой контаминацией (AFC) не являются определяющими процессами в становлении геохимического облика пород Капанского центра.

К происхождению материнских магм щелочных базальтоидов Малого Кавказа

При наличии “смешанного” (гибридного) геохимического типа орданшитов и гаюин-оливиновых базанитов Капанского неовулканического центра и слабого влияния кумулятивных фаз на их геохимический облик, полученные

вещественные (в т.ч. изотопные) характеристики изученных пород могут быть адекватно объяснены двумя петрологическими моделями: 1) смешением вещества, продуцированного глубинным астеносферным (плюм-астеносферным) и литосферным мантийными источниками; 2) ассимиляцией (включающей как смешение расплавов на разном глубинных уровнях, так и разном глубинную контаминацию) глубинными мантийными магмами корового вещества, в первую очередь из мезозойских пород, слагающих здесь обнаженную часть континентальной коры. Следует отметить, что каждая из моделей может быть реализована различными способами. В рамках первой из них в качестве наиболее вероятного источника астеносферного вещества могут рассматриваться глубинные мантийные диапиры (плюмы); потенциальным источником литосферного вещества в нашем случае может являться деляминированная либо субдуцированная в астеносферу метасоматизированная литосферная мантия. В рамках этой модели не исключен вариант подъема астеносферного и/или плюмового материала на уровне континентальной литосферной мантии с плавлением последней и образованием расплавов.

Для второй модели не исключены варианты поступления корового материала в мантию посредством деляминации нижней коры (наиболее вероятно совместно с литосферной мантией) либо отрыва и опускания субдукционного слэба; возможен и вариант подъема плюм-диапирового материала до границы Мохо с адиабатическим плавлением коры и образованием внутрикоровых расплавов [Bird, 1979; Киселев и др., 2004 и др.]. Заметим, что для реализации этой петрологической версии в качестве наиболее вероятного носителя корового контаминанта для материнских основных магм изученных вулканитов необходимо рассматривать не только юрские субдукционно-связанные породы фундамента четвертичных вулканических построек Капанского центра, либо возможно меловые и палеогеновые толщи его периферии [Ширинян, Нагапетян, 1974; Mederer et al., 2013 и др.], но и породы варисийского гетерогенного гранитно-метаморфического комплекса о возможном наличии которых в фундаменте Капанского тектонического блока указывал ряд исследователей [Туманян, 1992; Mederer et al., 2013 и др.].

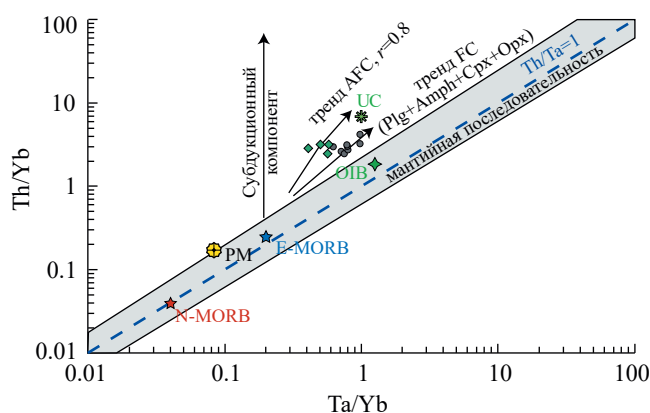


Рис. 8. Диаграмма Ta/Yb–Th/Yb [Pearce, 1983] для четвертичных щелочных базальтоидов Капанского центра (Малый Кавказ).

Векторы FC и AFC — [Neill et al., 2013]. Средние составы резервуаров E-MORB, N-MORB, OIB, PM и UC — [Sun, McDonough, 1989; Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Условные обозначения см. рис. 4.

Ниже кратко приведем некоторые аргументы за и против каждой из моделей, а также на основе обсуждаемых в статье изотопных и геохимических данных слабые и сильные стороны возможных петрологических способов и механизмов их реализации.

Как видно из рис. 9, в мультиэлементных спектрах исследованных щелочных пород фиксируются сильная положительная Sr аномалия и отрицательные — Ta—Nb и Ti. Анализ имеющихся данных говорит о том, что в нашем случае для объяснения этих эффектов, и особенно Ta—Nb — минимума и Sr — максимума приемлемы две петрологические модели. Первая из них — “субдукционная”, когда появление “типичных островодужных” признаков (Ta—Nb — минимума и Sr — максимума) объяснимо наличием на уровнях глубинной мантийной магмогенерации “субдукционного” компонента,

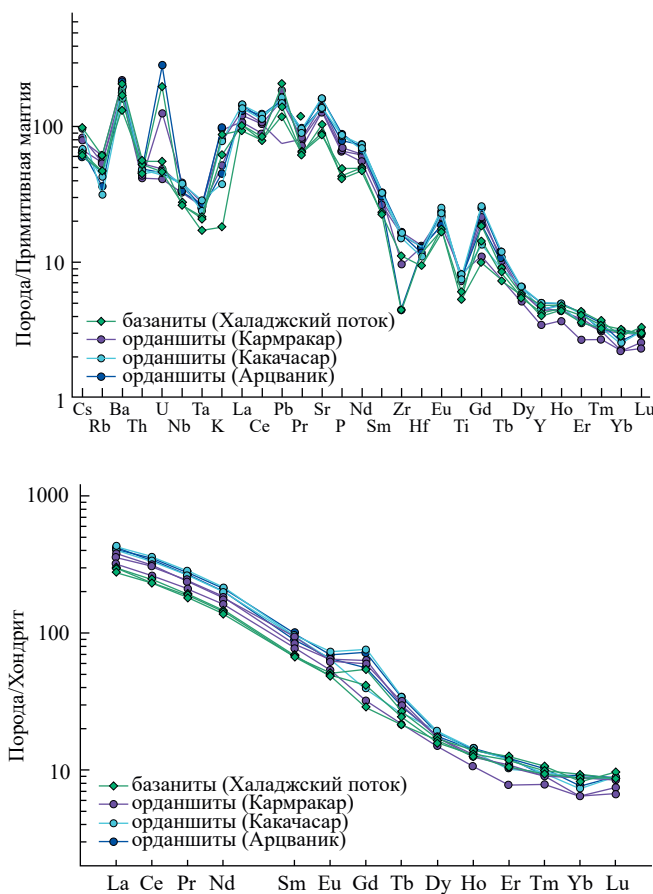


Рис. 9. Мультиэлементная и РЗЭ диаграммы для щелочных базальтоидов Капанского центра Малого Кавказа. Концентрации элементов нормированы к примитивной мантии (по [Sun, McDonough, 1989]), РЗЭ — к хондриту (по [Sun, McDonough, 1989]).

реализованного в виде флюида, либо расплава, либо вместе флюида и расплава, продуцированных, например, из погруженных в мантию фрагментов гидратированной океанической коры, что обусловило появление в рестите фаз, концентрирующих Ti, Nb и Ta⁶⁶. Другая — “внутриплитная — плюм (plum-related)-диапировая”, когда такие аномалии объясняют ассимиляцией основными обычно глубинными мантийными расплавами чаще всего “ОІВ-типа” корового вещества либо вещества подкоровой литосферной мантии “зараженной” субдукционной компонентой на предыдущих стадиях ее формирования. Следует отметить, что формирование базальтов ОІВ-типа, а также внутриплитных высокотитанистых базальтоидов обычно связывают с частичным плавлением в поле стабильности граната литосферных либо астеносферных резервуаров с возможной вовлеченностью в их генезис и нижнемантийных источников вещества [Dasgupta, Hirschmann, Smith, 2007; Kamber, Collerson, 2000 и др.]. В пользу участия в петрогенезисе изученных пород глубинных мантийных расплавов говорят геохимические данные. Так, практически для всех разностей изученных пород фиксируются сильно фракционированный спектр тяжелых РЗЭ (высокие отношения $(Gd/Yb)_n$ ⁷ = 3.23–10.30) (см. рис. 9), низкие Lu/Hf (0.05–0.08) и высокие Ti/Y (316.6–671.7) отношения, которые указывают на присутствие граната в качестве реститовой фазы в мантийном источнике, вероятнее всего перидотитового состава⁸. Из этого следует, что глубины, на которых выплавлялись расплавы, давшие новейшие щелочные базальтоиды региона, отвечали полю стабильности граната, и, соответственно, превышали 80–100 км. Геофизические данные свидетельствуют о том, что в пределах Кавказско-Анатолийского сегмента Альпийского складчатого пояса наиболее вероятная глубина залегания границы континентальной литосферной и астенос-

⁶⁶Предметное обсуждение этой модели в разделе “Природа обогащенного литосферного источника с изотопными характеристиками ЕМ II” следующего Сообщения 2 статьи.

⁷Концентрации элементов нормированы к хондриту по [Sun, McDonough, 1989]

⁸Представления о наиболее вероятном вещественном составе мантийного источника в разделе “Природа обогащенного литосферного источника с изотопными характеристиками ЕМ II” следующего Сообщения 2 статьи.

ферной мантий — 95 ± 15 км [Бубнов, 2003 и др.]⁹, которая на томографической модели мантии Кавказского региона [Sprakman et al., 1993] фиксируется обширной отрицательной сейсмической аномалией -2 . Эти аномалии обычно рассматриваются как доказательство наличия горячей, возможно, частично расплавленной астеносферы, которая может являться источником молодого основного магматизма в регионе. Из вышеизложенного следует, что вероятнее всего, одним из источников родоначальных расплавов исследованных пород находился в астеносферной мантии, либо даже на более глубоких, нижнемантийных уровнях.

Для идентификации мантийных источников основных расплавов, развитых в различных обстановках проявления мантийного вулканизма на основе Zr–Y–Nb систематики [Fitton et al., 1997; Condie, 2005; Федоров и др., 2019 и др.] было предложено использовать параметр $\Delta Nb = \log(Nb/Y) + 1.74 - 1.92 \times \log(Zr/Y)$ [Fitton et al., 1997]. Значения $\Delta Nb > 0$ соответствуют базальтоидам, происхождение которых связано с плюмовыми источниками вещества (базальты OIB и OFB), $\Delta Nb < 0$ отвечают продуктам основного мантийного магматизма, в которых “плюмовая” компонента практически отсутствует (MORB и IAB). На диаграмме Nb/Y–Zr/Y (рис. 10) фигуративные точки составов щелочных базальтоидов Капанского центра располагаются либо вблизи, либо выше линии $\Delta Nb = 0$, занимая преимущественно область базальтов OIB-типа, что соответствует геохимическим особенностям расплавов, по меньшей мере, обогащенных плюм-диопировой компонентой.

На рис. 11 показано соотношение изотопных составов Sr и Nd в четвертичных щелочных базальтоидах Капанского центра Малого Кавказа. Точки составов изученных вулканитов располагаются вдоль и правее линии мантийной корреляции. Смещение точек вправо от мантийной последовательности для пород основного состава обычно объясняют ассимиляцией первичными мантийными расплавами вещества,

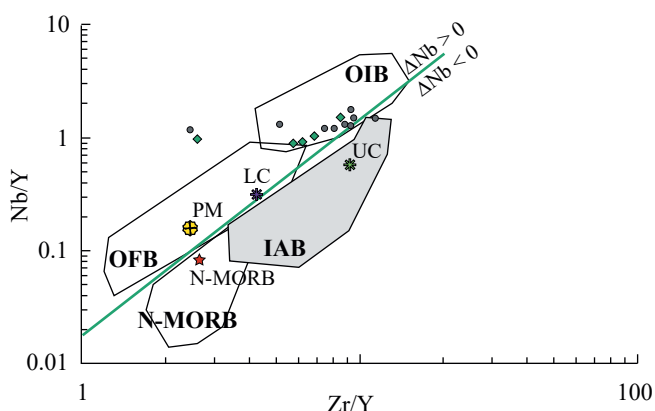


Рис. 10. Диаграмма Nb/Y–Zr/Y [Fitton et al., 1997; Condie, 2005] для четвертичных щелочных базальтоидов Капанского центра Малого Кавказа.

IAB — базальты островных дуг, OIB — базальты океанических островов, OFB — базальты океанического дна. Поля составов разных типов базальтоидов — по [Condie, 2005]. Средние составы N-MORB, примитивной мантии (PM), хондрита (C_1) — по [Sun, McDonough, 1989] и континентальной коры — по [Rudnick, Gao, 2003]. Условные обозначения см. рис. 4.

обогащенного радиогенным стронцием. В качестве источника, обладающего повышенными величинами отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, в этом случае, обычно рассматривают сиалический материал коры, либо вещество субдупированных в мантию фрагментов гидратированной океанической коры [Fauger, 2000 и др.].

Наличие отчетливой корреляции между изотопными составами Sr и Nd в изученных породах свидетельствует о том, что исходные расплавы щелочных базальтоидов Капанского центра были образованы за счет плавления вещества, по меньшей мере, двух источников — относительно обедненного и относительно обогащенного несовместимыми компонентами. Наиболее вероятными обедненными резервуарами являются PREMA — современная преобладающая мантия — резервуар предложенный Г. Вернером с соавторами как источник континентальных базальтов [Wörner et al., 1986], COMMON (“обычная” мантия) — умеренно деплетированный подлитосферный мантийный резервуар, считающийся наиболее вероятным источником для внутриплитных базитов, в том числе базальтов OIB-типа [Hofmann, 1997 и др.], и DM — истощенная (деплетированная) мантия. Однако маловероятно, что источник DM-типа существовал в новейшей геологической

⁹ Наши оценки глубины залегания этой границы в пределах Кавказского региона в целом совпадают с сейсмическими наблюдениями литосферно-астеносферной границы в сопоставимых по возрасту геодинамических системах других регионов мира [Kumar, Kawakatsu, 2011; Olugboji et al., 2016 и др.].

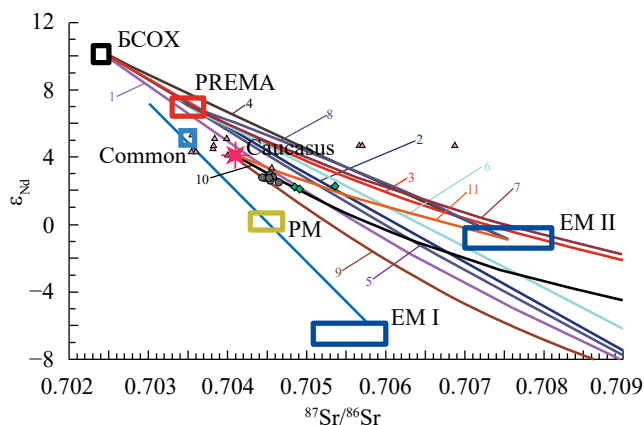


Рис. 11. Соотношение изотопных составов Sr и Nd в новейших щелочных базальтоидах Капанского вулканического района.

Жирная синяя линия — линия мантийной корреляции.

Зеленые ромбы — *Нун-Ол*-базаниты; серые кружки — *Нун-Амп*-тефриты (орданшиты); фиолетовые треугольники — субдукционно-связанные породы юрско-палеогеновых магматических комплексов фундамента Капанской зоны [Mederer et al., 2013]. Латинскими буквами и словами обозначены мантийные источники магм [Zindler, Hart, 1986; Wörner et al., 1986; Faure, 2000; Hart, 1988; Stein, Hofmann, 1994; Hofmann, 1997; Лебедев и др., 2010 и др.]: BCOX — базальт срединно-океанических хребтов; PM — примитивная (недеплетированная) мантия; Common — «обычная» мантия; EM I — обогащенная мантия I; EM II — обогащенная мантия II; PREMA — статистически преобладающая мантия; «Caucasus» — региональный «преобладающий» мантийный источник Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса.

1–4 — линии смешения магмы типа BCOX ($\epsilon_{Nd} = 10$; Nd = 7 г/т; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7025$; Sr = 130 г/т) с различными резервуарами (для современного состояния): 1 — нижней корой ($\epsilon_{Nd} = -10$; Nd = 30 г/т; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.710$; Sr = 400 г/т [Kempton et al., 1990; Schaaf et al., 1994]); 2 — средней-верхней континентальной корой ($\epsilon_{Nd} = -26$; Nd = 32 г/т; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.717$; Sr = 510 г/т [Азбель, Толстухин, 1990]); 3 — средним составом варисийской гранитно-метаморфической коры Большого Кавказа ($\epsilon_{Nd} = -12$; Nd = 30 г/т; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.730$; Sr = 140 г/т [Лебедев и др., 2010]); 4 — обогащенной мантией-II ($\epsilon_{Nd} = -0.89$; Nd = 1.14 г/т; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70755$; Sr = 20 г/т [Hofmann, 1997; Workman et al., 2004; Jackson, Dasgupta, 2008 и др.];

5–8 — линии смешения современной статистически преобладающей мантии PREMA ($\epsilon_{Nd} = 7.06$; Nd = 1.366 г/т; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7035$; Sr = 21.1 г/т) с различными резервуарами (для современного состояния): 5 — нижней корой [Kempton et al., 1990; Schaaf et al., 1994]; 6 — средней-верхней континентальной корой [Азбель, Толстухин, 1990]; 7 — средним составом варисийской гранитно-метаморфической коры Большого Кавказа [Лебедев и др., 2010]; 8 — обогащенной мантией II [Hofmann, 1997; Workman et al., 2004; Jackson, Dasgupta, 2008 и др.]; 9–11 — линии смешения «Caucasus» — регионального «преобладающего» мантийного источника Кавказского сегмента Альпийского складчатого пояса ($\epsilon_{Nd} = 4.1$; Nd = 35 г/т; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7041$; Sr = 800 г/т) [Лебедев и др., 2010 и др.] с различными резервуарами (для современного состояния): 9 — нижней корой [Kempton et al., 1990; Schaaf et al., 1994]; 10 — средним составом варисийской гранитно-метаморфической коры Большого Кавказа [Лебедев и др., 2010]; 11 — обогащенной мантией II [Workman et al., 2004; Jackson, Dasgupta, 2008 и др.].

истории этой части Малокавказской провинции. Сомнения в этом усиливают геохимические данные. Так отношения Lu/Hf в вулканитах Капанского центра (0.042–0.084) гораздо ниже, чем среднее значение для MORB (0.185), но близки к соответствующему параметру для OIB (0.0527) [Faure, 2000 и др.].

В нашем случае вариации изотопного состава Sr и Nd в щелочных породах Капанского центра могут быть описаны моделью смешения нижнекорового вещества с материалом из умеренно деплетированных мантийных резервуаров — PREMA ($\epsilon_{Nd} = 7.06$; Nd = 1.366 г/т; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7035$; Sr = 21.1 г/т) (гипербола смешения 5) либо COMMON ($\epsilon_{Nd} \approx 5.0$; $^{87}Sr/^{86}Sr \approx 0.7035$) [Stein, Hofmann, 1994; Hofmann, 1997 и др.].

Функционирование единого умеренно деплетированного мантийного источника OIB-типа в Кавказском регионе в неоген-четвертичное время обосновывается в работах [Лебедев и др., 2006, 2009, 2010 и др.]. Изотопно-геохимические характеристики этого источника, названного «Caucasus» близки к соответствующим характеристикам резервуара «COMMON» и составляют: $^{87}Sr/^{86}Sr \sim 0.7041$, $\epsilon_{Nd} \sim +4.1$, $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.105–0.114$, $^{206}Pb/^{204}Pb \sim 18.72$, $^{207}Pb/^{204}Pb \sim 15.62$ и $^{208}Pb/^{204}Pb \sim 38.78$ [Лебедев и др., 2010 и др.]. Мантийный источник «Caucasus» подобно источнику PREMA [Stein, Hofmann, 1994] может являться смесью вещества мантийных плюмов (диапиров) и захваченного ими вещества литосферной и/или астеносферной мантии, имеющий региональную специфику своих изотопно-геохимических составов. Гипербола смешения, определяемая составами расплава, порожденного обедненным мантийным источником «Caucasus» и вещества нижнекорового резервуара [Schaaf et al., 1994], на Sr–Nd изотопной диаграмме (см. рис. 11, линия смешения 9) проходит через поле изученных орданшитов, что допускает участие этих источников в петрогенезисе последних.

Рассмотрим возможные коровые источники Кавказского региона, которые могли бы принять участие в формировании материнских магм изученных пород. Как видно из рис. 11, магматические породы субдукционных обстановок Капанской тектонической зоны [Mederer et al., 2013] в подавляющем большинстве случаев по сравнению с четвертичными

Нул-содержащими щелочными базальтоидами имеют гораздо менее радиогенный изотопный состав Sr и более радиогенный — Nd и не могут быть причиной наблюдаемых в последних корреляции изотопных составов Sr и Nd: необходим источник, относительно обогащенный несовместимыми компонентами. В нашем случае, практически единственным возможным коровым резервуаром с необходимыми изотопными характеристиками (с высокорadiогенным изотопным составом Sr и низкорadiогенным Nd) могут являться варисцийские гранитоиды и метаморфические образования, о вероятности нахождения которых в фундаменте Капанской зоны указано, например, в работах [Ширинян, Нагапетян, 1974; Mederer et al., 2013]. В настоящее время у нас нет надежных данных об изотопном составе пород варисцийского основания этой структуры Малого Кавказа. Однако, на Sr–Nd изотопной диаграмме точки составов орданшитов и базанитов Капанского центра расположены либо на, либо в непосредственной близости к гиперболе смещения вещества резервуара “Caucasus” со средним составом варисцийской гранитно-метаморфической коры Большого Кавказа [Лебедев и др., 2010] (см. рис. 11, линия смещения 10). При этом совокупность точек составов изученных пород располагается в области, которая определяется этой гиперболой как зона с доминирующим вкладом (более 90–95%) мантийной компоненты в материнские гибридные расплавы. Эти результаты позволяют с высокой долей вероятности предполагать о возможном вкладе “древнего” корового источника в становлении Sr–Nd систем изученных пород.

И, наконец, в рамках рассматриваемого диапазона величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и ϵ_{Nd} , минимальным значением функции смещения, объясняющих особенности Sr–Nd изотопной систематики изученных пород, могут быть не только составы коровых источников. Как видно из рис. 11, эволюция изотопных параметров изученных вулканитов может быть аппроксимирована смешением умеренно деплетированного мантийного источника “Caucasus” и обогащенного мантийного источника EM II (обогащенная мантия II типа с высоким отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, низким $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и повышенным $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) (линия смещения 11). Согласно распространенной точке зрения, вещество источника EM II может

быть образовано из астеносферного материала, обогащенного радиогенными компонентами за счет субдукционных процессов, либо из материала субконтинентальной литосферы [Flower et al., 1992; Hart, 1988 и др.].

Таким образом, выявленные корреляции изотопных составов Sr и Nd свидетельствуют о двух типах источников, участвовавших в формировании материнских магм изученных пород: относительно обедненного и существенно обогащенного несовместимыми компонентами. Скорее всего, первый резервуар — обладающий региональной геохимической спецификой, астеносферный (плюм-астеносферный) умеренно деплетированный мантийный источник PREMA-, либо COMMON-подобного типа. Миссию обогащенного несовместимыми компонентами источника могли выполнять либо коровый материал, либо вещество литосферной мантии.

Для уточнения возможных источников материнских магм четвертичных щелочных базальтоидов Капанского центра Малого Кавказа привлечем Pb-изотопные данные. Отталкиваясь от наиболее приемлемой в нашем случае модели смещения вещества, как минимум, из двух источников (относительно обедненного и существенно обогащенного несовместимыми компонентами в т.ч. радиогенным Pb), попробуем сначала оценить возможное участие вещества региональных коровых резервуаров в материнских расплавах изученных вулканитов. На основе имеющихся в настоящее время Pb-изотопных данных, вклад в материнские расплавы вещества варисцийской гранитно-метаморфической коры Кавказского региона следует считать несущественным: на ураногенной и торогенной диаграммах (см. рис. 6) точки составов “древних” гранитоидов и метаморфических пород отстоят далеко в стороне от линии аппроксимации, задаваемой составами четвертичных щелочных базальтоидов региона. Близкая картина наблюдается и в отношении магматических образований мезо-кайнозойских субдукционных обстановок. Так, на диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. рис. 6) поле их составов существенно левее и в целом выше линии корреляции, аппроксимирующей точки составов изученных щелочных пород. Впрочем, отметим аномальное положение среди

субдукционных магматитов фундамента на изотопных диаграммах (см. рис. 6) точки состава среднеюрского тоналита (обр. 5-37-1 из работы [Mederer et al., 2013]). Обогащенность островодужного тоналита радиогенными ^{208}Pb и ^{206}Pb наряду с комплементарным его обогащением радиогенным Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70570$) не закрывают принципиальную возможность рассмотрения вещества среднеюрских плутонических образований в качестве возможного компонента материнских магм изученных пород. Не исключено также, что небольшая часть Pb могла быть заимствована и из юрских богатых Pb разностей осадочных пород. Об этом косвенно свидетельствует наличие в четвертичных щелочных базальтоидах большого количества, часто интенсивно переработанных, ксенолитов терригенных и терригенно-карбонатных пород.

Очерченные выше проблемы выбора резервуара, относительно обогащенного радиогенным Pb, снимаются, если U-Th-Pb изотопная система источника этого типа отвечает обогащенной мантии. На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (см. рис. 6) подавляющее большинство фигуративных точек четвертичных щелочных базальтоидов Капанского центра Малого Кавказа попадает в поле составов магматических образований, генетически связанных с источником EM II. Кроме того, эти точки расположены в областях составов молодых вулканитов Сирии, Израиля и Иордании, доминантным источником вещества которых являлась субконтинентальная литосферная мантия (SCLM) Аравийской плиты [Keskin и др., 2012; Ma et al., 2011 и др.]. Pb–Pb изотопные характеристики четвертичных щелочных вулканитов Капана, как и Sr–Nd систематика, свидетельствуют и об участии умеренно деплетированного глубинного мантийного источника в их петрогенезисе. На диаграмме $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ точки щелочных базальтоидов примыкают к полю “Афар плюм” – полю базальтов, вероятнее всего, выплавленных из плюма Афар [Pik et al., 1999], происхождение которого связывают обычно с активностью нижней мантии в восточной части Африканского континента (см. рис. 6). В качестве наиболее вероятного источника этого типа в нашем случае следует рассматривать умеренно деплетированный

региональный источник “Caucasus”. Так, на торогенной диаграмме точка состава “Caucasus” [Лебедев и др., 2010 и др.] лежит на продолжении линейного тренда, аппроксимирующего составы изученных пород (см. рис. 6). Этого, заметим, не наблюдается на диаграмме ураногенного свинца, что объяснимо гораздо более высокой мобильностью урана по сравнению с торием в магматических и метасоматических процессах. На диаграмме $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ точки щелочных вулканитов занимают промежуточное положение между изотопными составами, с одной стороны, источника “Caucasus”, а с другой – обогащенной мантии EM II типа (рис. 12). Можно со значительной долей достоверности утверждать, что региональный резервуар “Caucasus” является типичным плюм-астеносферным источником и, подобно умеренно деплетированному гипотетическому резервуару PREMA (обычно рассматриваемому как источник вещества внутриплитного континентального магматизма), вероятнее всего, отражает для Кавказского региона в неоген-четвертичное время состав “преобладающей” [Stein, Hofmann, 1994] мантии, которая в нашем случае, судя по всему, является смесью материала мантийных плюмов (диапиров) и захваченного ими вещества астеносферной мантии.

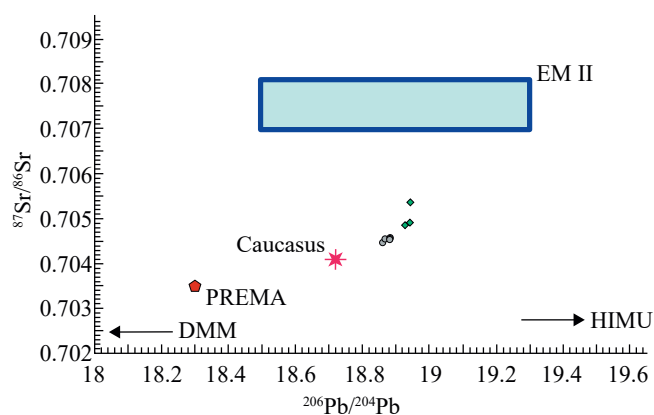


Рис. 12. Соотношение изотопных составов Pb и Sr в *Нул*-содержащих щелочных базальтоидах Капанского неовулканического центра Малого Кавказа.

На диаграмме показаны изотопные составы Pb и Sr мантийных резервуаров DMM, EM II, PREMA, HIMU, “Caucasus” [Zindler, Hart, 1986; Hofmann, 1997; Лебедев и др., 2010 и др.]. Условные обозначения см. рис. 4.

Итак, щелочные базальтоиды Капанского неовулканического центра содержат свинец, который является смесью переменных количеств астеносферного (плюм-астеносферного) и литосферного мантийных свинцов, либо, что менее вероятно, астеносферного (плюм-астеносферного) мантийного и корового свинца. Особенности Sr–Nd и Pb–Pb изотопного и геохимического состава изученных пород свидетельствуют о том, что в случае “астеносферно-литосферной” модели мы, вероятно, имеем дело с региональным обогащенным литосферным резервуаром с изотопно-геохимическими характеристиками источника ЕМ II типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе новых петрологических данных и ранее опубликованных результатов установлено, что гаюинсодержащие четвертичные щелочные базальтоиды Малого Кавказа несут в себе “смешанные” геохимические характеристики, обладая чертами магматических образований различных генетических и геохимических типов. Необычные параметры их вещественного состава объяснены их гибридным происхождением, что ранее было установлено для большинства неоген-четвертичных магматических пород Кавказского региона [Бубнов, 2003; Лебедев и др., 2009 и др.]. Имеющиеся данные указывают на то, что фракционирование (фракционная кристаллизация) не играло существенной роли в создании геохимического облика изученных пород.

На основе впервые полученных Sr–Nd–Pb данных показано, что изотопные характеристики щелочных пород отражают соответствующие параметры вещества, образованного несколькими региональными резервуарами. Одним из источников вещества гибридных материнских магм изученных пород являлся умеренно деплетированный мантийный PREMA-либо Common-подобный резервуар. Новые данные в совокупности с ранее опубликованными результатами свидетельствуют о том, что наиболее вероятным резервуаром этого типа является региональный плюм-астеносферный источник “Caucasus”. Полученные данные не дают возможность однозначно определить источник вещества, обогащенного радиогенными Sr, Pb и обедненного радиогенным Nd.

Из двух наиболее вероятных “претендентов” на резервуар этого типа — нижней коры и подкоровой литосферной мантии, мы на основании имеющихся данных и их интерпретации в настоящее время склоняемся в пользу последнего из них. Наиболее вероятно он был представлен субконтинентальной литосферной мантией ЕМ II типа.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны А.В. Чугаеву, Я.В. Бычковой, А.И. Якушеву, С.Е. Борисовскому, И.Г. Грибодовой за проведение аналитических исследований. Мы благодарим Т.Р. Фейсханова и А.А. Фейсханову за помощь в организации и проведении полевых работ в 2018 г. Авторы выражают глубокую признательность академику И.В. Чернышеву за советы и ценные замечания при работе над статьей и предоставленную возможность получения изотопных данных. Дискуссии с В.А. Лебедевым и А.В. Чугаевым на разных этапах подготовки рукописи, их критика, замечания и рекомендации внесли ощутимый вклад в настоящую работу.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ.

Исследования выполнены в рамках госзадания лаборатории Петрографии ИГЕМ РАН (проект № 124022400143-9).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы данной работы заявляют, что у них нет конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Азбель И.Я., Толстихин И.Н. Численное моделирование геохронометрических систем и проблема эволюции Земли // Изотопная геохимия и космохимия. М.: Наука, 1990. С. 29–49.
- Акопян В.Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1962. 298 с.
- Асавин А.М. Коэффициенты распределения в системе расплав-оливин-кальциевый пироксен и фракционирование редких элементов в щелочных расплавах по экспериментальным и природным данным / Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2016. 371 с.
- Балашов Ю.А., Глазнев В.Н. Влияние плюмового магматизма на динамику докембрийского корообразования // Доклады РАН. 2004. Т. 395. № 1. С. 78–81.

- Бетехтин А.Г.* Курс минералогии / Учебное пособие. М.: КДУ, 2007. 720 с.
- Бубнов С.Н.* Хронология извержений и источники расплавов новейших вулканических центров Большого Кавказа / Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 27 с.
- Бубнов С.Н., Гольцман Ю.В., Олейникова Т.И. и др.* Капанский неовулканический центр (Малый Кавказ, Армения): геологическая позиция и особенности вещественного состава лав // Сб. материалов IX Всероссийской научной конференции “Вулканизм, биосфера и экологические проблемы”. Майкоп: Изд-во “Магарин О.Г.”, 2018. С. 4–8.
- Бубнов С.Н., Докучаев А.Я., Курчавов А.М. и др.* Плиоценовые игнимбриты Большого Кавказа: вещественный состав и источники расплавов // Науки о Земле. 2016. Вып. 2. С. 12–51.
- Бычкова Я.В., Синицын М.Ю., Петренко Д.Б. и др.* Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вестник Московского Университета. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 56–63.
- Вольнец А.О., Певзнер М.М., Толстых М.Л. и др.* Вулканизм южной части Срединного хребта Камчатки в неоген-четвертичное время // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 12. С. 1979–1996.
- Гущин А.В., Иванова Т.А., Ганзеев А.А.* Тефрит-шошонитовая серия Юго-Восточной Армении // Геология и разведка. 1991. № 11. С. 3–14.
- Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г., Карапетян С.Г. и др.* Типы вулканических извержений и формы проявления позднеколлизийного наземного вулканизма Армении // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2012. Т. 65. № 3. С. 3–20.
- Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 479 с.
- Keskin M., Чугаев А.В., Лебедев В.А. и др.* Геохронология и природа мантийных источников позднекайнозойского внутримантийного магматизма фронтальной части Аравийской плиты (неокайнозойская область Караджадаг, Турция). Сообщение 2. Результаты геохимических и изотопных (Sr–Nd–Pb) исследований // Вулканонология и сейсмология. 2012. № 6. С. 41–70.
- Киселев А.И., Гордиенко И.В., Лашкевич В.В.* Петрологические аспекты гравитационной неустойчивости тектонически утолщенной литосферы // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 2. С. 20–29.
- Когарко Л.Н.* Обогащенные мантийные резервуары — источник крупнейших апатитовых и редкометаллических месторождений // Глубинный магматизм, его источники и плюмы / Труды XV международного семинара. Иркутск: Изд-во Института геохимии СО РАН, 2019. С. 5–21.
- Когарко Л.Н.* Роль глубинных флюидов в генезисе мантийных гетерогенностей и щелочного магматизма // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 12. С. 1234–1245.
- Когарко Л.Н.* Рудный потенциал щелочных магм // Разведка и охрана недр. № 6. М.: ООО “Типография Момент”, 2011. С. 60–64.
- Лазаренков В.Г.* Щелочные плюмы континентов и океанов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1240–1248.
- Лебедев В.А., Бубнов С.Н., Чернышев И.В. и др.* Геохронология и петрогенезис молодых (плиоценовых) гранитоидов Большого Кавказа: Джимарский полифазный массив, Казбекская неовулканическая область // Геохимия. 2009. № 6. С. 582–602.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В.* Гаюиновые щелочные базальтоиды на Малом Кавказе (Капанский район, Армения) и их среднелистоценовый возраст // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 2. С. 44–48.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др.* К–Аг возраст и Sr–Nd изотопная систематика субщелочных базальтов Центрально-Грузинской неовулканической области (Большой Кавказ) // Доклады РАН. 2006. Т. 408. № 4. С. 517–522.
- Лебедев В.А., Чернышев И.В., Чугаев А.В. и др.* Геохронология извержений и источники вещества материнских магм вулкана Эльбрус (Большой Кавказ): результаты К–Аг и Sr–Nd–Pb изотопных исследований // Геохимия. 2010. № 1. С. 45–73.
- Лебедев В.А., Чугаев А.В., Вашакидзе Г.Т., Парфенов А.В.* Этапы формирования и источники рудного вещества Девдоракского медного месторождения (Казбекский вулканический центр, Большой Кавказ) // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 6. С. 522–543.
- Меликсетян Х., Никогосян И., Джрбашян Р. и др.* Четвертичный моногенный вулканизм Капанского блока: вулканология, геохронология и геохимия (ЮВ часть Республики Армения) // Известия НАН РА. Науки о Земле. 2019. Т. 72. № 2. С. 19–42.
- Мкртчян С.С.* Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Геология, рудные месторождения, их генезис и перспективы. Ереван: Изд-во АН Арм. ССР, 1958. 287 с.
- Ревенко А.Г.* Рентгенофлуорисцентный анализ в геологии: подготовка проб и способы анализа // Вестник Харьковского национального университета. 2008. № 820. Химия. Вып. 16(39). С. 39–58.
- Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н.* Физико-химические параметры материала глубинных мантийных плюмов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 874–888.

- Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.
- Туманян Г.А. Особенности строения и структурного положения Кафанского антиклинория // Известия АН Армении. Науки о Земле. 1992. Т. XLV. № 2. С. 3–12.
- Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 537)
- Федоров П.И., Коваленко Д.В., Перепелов А.Б., Дриль С.И. Состав источников Кинкильского комплекса Западной Камчатки по изотопно-геохимическим данным // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. 2019. Вып. 41. № 1. С. 54–72.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. Высокоточный изотопный анализ Рb методом многоколлекторной ICP масс-спектрометрии с нормированием по $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$: оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Рb // Геохимия. 2007. № 11. С. 1155–1168.
- Чугаев А.В., Чернышев И.В., Лебедев В.А., Еремина А.В. Изотопный состав свинца и происхождение четвертичных лав вулкана Эльбрус, Большой Кавказ: данные высокоточного метода MC-ICP-MS // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 22–33.
- Ширинян К.Г., Задоян В.А. Петрогенетическая систематика позднеорогенных базальтоидов Армении // Докл. АН Арм. ССР. 1990. Т. 90. № 3. С. 125–130.
- Ширинян К.Г., Нагапетян Л.Б. Четвертичный базальтовый вулканизм Кафанского района / Отчет. Ереван: ИГН АН Арм. ССР, 1974. 108 с.
- Шорохова И.С., Кисляк Н.В., Мариев О.С. Статистические методы анализа / Учебное пособие. Екатеринбург: Изд-во Уральского ун-та, 2015. 300 с.
- Bird P. Continental delamination and the Colorado Plateau // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. № B13. P. 7561–7571.
- Boehler R. High-pressure experiments and the phase diagram of lower mantle and core materials // Rev. of Geophys. 2000. V. 38. № 2. P. 221–245.
- Bruun-Neergard T.C. De la Haüyne, Nouvelle substance minerale // J. des Mines. Parigi. 1807. V. 21. № 125. С. 365–380.
- Cavarretta G., Lombardi G. Origin of sulphur in the Quaternary perpotassic melts Italy: Evidence from haüyne sulphur isotope data // Chem. Geol. 1990. V. 82. P. 15–20.
- Condie K. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
- Dasgupta R., Hirschmann M. M., Smith N. D. Water follows carbon: CO₂ incites deep silicate melting and dehydration beneath mid-ocean ridges // Geology. 2007. V. 35. P. 135–138.
- Faure G. Origin of Igneous Rocks: The Isotopic Evidence. Berlin: Springer, 2000. 496 p.
- Fitton J.G., Saunders A.D., Norry M.J. et al. Thermal and chemical structure of the Iceland plume // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. V. 153. P. 197–208.
- Flower M. F.J., Zhang M., Chen C-Y. et al. Magmatism in the South China Basin 2. Post-spreading Quaternary basalts from Hainan Island, South China // Chem. Geol. 1992. V. 97. P. 65–87.
- Garrison J.M., Sims K.W., Yogodzinski G.M. et al. Shallow-level differentiation of phonolitic lavas from Sumaco Volcano, Ecuador // Contrib. Miner. and Petrol. 2018. V. 173. № 6. P. 1–19.
- Gulson B.L. Lead isotopes in mineral exploration. Amsterdam: Elsevier, 1986. 245 p.
- Hart S.R. A large scale isotopic anomaly in the Southern Hemisphere mantle // Nature. 1984. V. 309. P. 753–757.
- Hart S.R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // Earth and Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. № 3. P. 273–296.
- Hoernle K., Schmincke H.U. The petrology of the tholeiites through melilite nephelinites on Gran Canaria, Canary Islands: crystal fractionation, accumulation, and depths of melting // J. of Petrol. 1993. V. 34. № 3. P. 573–597.
- Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. № 16. P. 219–229.
- Jackson M.G., Dasgupta R. Compositions of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 2008. V. 276. P. 175–186.
- Kamber B.S., Collerson K.D. Zr/Nb systematics of ocean island basalts reassessed – the case for binary mixing // J. of Petrol. 2000. V. 41. P. 1007–1021.
- Kaminsky F.V. Mineralogy of the lower mantle: A review of ‘super-deep’ mineral inclusions in diamond // Earth-Sci. Rev. 2012. V. 110(1–4). P. 127–147.
- Kempton P.D., Harmon R.S., Hawkesworth C.J. et al. Petrology and geochemistry of lower crustal granulites from the Geronimo Volcanic Field, southeastern Arizona // Geochim. Comochim. Acta. 1990. V. 54. № 12. P. 3401–3426.
- Kogarko L.N., Zartman R.E. A Pb isotope investigation of the Guli massif, Maymecha-Kotuy alkaline-ultramafic complex, Siberian flood basalt province, Polar Siberia // Miner. Petrol. 2007. V. 89. P. 113–132.
- Kumar P., Kawakatsu H. Imaging the seismic lithosphere-aesthenosphere boundary of the oceanic plate // Geochim. Geophys. Geosyst. 2011. V. 12. Q01006. DOI: 10.1029/2010GC.

- Lacroix A.* Les laves à haüyne d'Auvergne et leurs enclaves homéogènes: importance théorique de ces dernières // *Compte Rendu Hebdomadaire des Séances de l'Académie des Sciences*. Paris, 1917. V. 164. P. 581–588.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B.A.* Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram // *J. Petrol.* 1986. V. 127. P. 745–750.
- Ma G.S.-K., Malpas J., Xenophontos C. et al.* Petrogenesis of Latest Miocene Quaternary Continental Intraplate Volcanism along the Northern Dead Sea Fault System (Al Ghab Homs Volcanic Field), Western Syria: Evidence for Lithosphere Asthenosphere Interaction // *J. Petrol.* 2011. V. 52. № 2. P. 401–430.
- Mederer J., Moritz R., Ulianov A., Chiaradia M.* Middle Jurassic to Cenozoic evolution of arc magmatism during Neotethys subduction and arc-continent collision in the Kapan zone, southern Armenia // *Lithos.* 2013. V. 177. P. 61–78.
- Miyake Y.* Geochemistry of igneous rocks of Shimane peninsula, formed within a Miocene back-arc rifting zone at the Japan sea margin // *Geochem. J.* 1994. V. 28. P. 451–472.
- Neill I., Meliksetian Kh., Allen M.B. et al.* Pliocene-Quaternary volcanic rocks of NW Armenia: magmatism and lithospheric dynamics within an active orogenic plateau // *Lithos.* 2013. V. 180–181. P. 200–215.
- Olugboji T.M., Park J., Karato S., Shinohara M.* Nature of the seismic lithosphere-asthenosphere boundary within normal oceanic mantle from high-resolution receiver functions // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2016. V. 17. Iss. 4. P. 1265–1282.
- Pang K.N., Zhou M.F., Qi L. et al.* Flood basalt-related Fe-Ti oxide deposits in the Emeishan large igneous province, SW Chin // *Lithos.* 2010. V. 119. P. 123–136.
- Panina L.I., Stoppa F.* Silicate-carbonate-salt liquid immiscibility and origin of the sodalite-haüyne rocks: study of melt inclusions in olivine foidite from Vulture volcano, S. Italy // *Cent. Eur. J. Geosci.* 2009. V. 1(4). P. 377–392.
- Pearce J.A.* Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. U.K.: Shiva Press, 1983. P. 230–249.
- Pearce J.A., Cann J.R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 19. P. 209–300.
- Pearce J.A., Norry M.J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1979. V. 69. P. 33–47.
- Pik R., Deniel C., Coulon C. et al.* Isotopic and trace element signatures of Ethiopian flood basalts: evidence for plume-lithosphere interactions // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1999. V. 63. P. 2263–2279.
- Poulet A., Bellon H.* Geochemistry and isotopic composition of volcanic rocks from the Yamato basin: hole 794D, Sea of Japan // *Proc. ODP. Sci. Res.* 1992. V. 127/128. Pt. 2. P. 779–789.
- Powell R.* Inversion of the assimilation and fractional crystallisation (AFC) equations; characterisation of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites // *Journal of the Geological Society of London.* 1984. V. 141. P. 447–452.
- Rehkämper M., Halliday A.M.* Accuracy and long-term reproducibility of lead isotopic measurements by MC-ICP-MS using an external method for correction of mass discrimination // *Int. J. Mass Spec. Ion Proc.* 1998. V. 58. P. 123–133.
- Rudnick R., Gao S.* Composition of the continental crust // *The crust* / Ed. R.L. Rudnick // *Treatise on Geochemistry* / Eds H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003. V. 3. P. 1–64.
- Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J.* Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints // *J. Petrol. (Special Lithosphere Iss.)*. 1988. P. 415–445.
- Schaaf P., Heinrich W., Besch T.* Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosi, central Mexico: Evidence from granulite-facies xenolith suite // *Chem. Geol.* 1994. V. 118. P. 63–84.
- Sharygin V., Di Muro A., Madyukov I.* Crystallization temperature of haüyne from phonolite (ULST, E. Eifel, Germany) and haüynophyre (Vulture volcano, Italy): evidence from silicate melt inclusions // *Abstract E-book of ECROFI XVIII*. Siena, Italy, 2005.
- Solovova I.P., Girnis A.V., Kogarko L.N. et al.* Compositions of magmas and carbonate-silicate liquid immiscibility in the Vulture alkaline igneous complex, Italy // *Lithos.* 2005. V. 85(1–4). P. 113–128.
- Spakman W., Van der Lee S., Van der Hilst R.* Travel – time of European – Mediterranean mantle down to 1400 km // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* 1993. V. 79. P. 3–74.
- Stein M., Hofmann A.W.* Mantle plumes and episodic crustal growth // *Monthly Nature.* 1994. V. 2. № 11. P. 70–74.
- Sun Shen-su, McDonough W.F.* Chemical and Isotopic Systematics of oceanic basalts: implications for Mantle Composition and Processes // *Magmatism in the Ocean Basins Spec. Publ. Geol. Soc. London.* 1989. № 42. P. 313–345.
- Tracy R. J.* Chemistry and origin of zoned haüyne in tahitian phonolite, with implications for magmatic

- fractionation // *Developments in Volcanology*. 2003. V. 5. P. 163–184.
- Tolstikhin I.N., Kamensky I.L., Marty B. et al.* Rare gas isotopes and parent trace elements in ultrabasic-alkaline-carbonatite complexes, Kola Peninsula: identification of lower mantle plume component // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2002. V. 66(5). P. 881–901.
- Trieloff M.J., Kunz D.A., Clague D. et al.* The nature of pristinenoble gases in mantle plumes // *Science*. 2000. V. 288. P. 1036–1038.
- Twelvetrees W.A., Petterd W.F.* On hauyne-trachyte and allied rocks in the districts of Port Cygnet and Oyster Cove // *Papers & Proceedings of the Royal Society of Tasmania*. 1898. P. 3–26.
- Van der Hilst R., Karason H.* Compositional Heterogeneity in the Bottom 1000 Kilometer's of Earth's Mantle: Toward a Hybrid Convection Model // *Science*. 1999. V. 283. P. 1885–1888.
- Whitney D.L., Evans B.W.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // *Amer. Mineral.* 2010. V. 95. P. 185–187.
- Workman R.K., Hart S.R., Jackson M. et al.* Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the enriched mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan volcanic chain // *Geochem. Geophys. Geosys.* 2004. V. 5. № 4. P. 1–44.
- Wörner G., Zindler A., Staudigel H., Schmincke H.U.* Sr, Nd, and Pb isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary alkaline volcanics from West Germany // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 79. P. 107–119.
- Zindler A., Hart S.* Chemical geodynamics // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 1986. V. 14. P. 493–571.

Sources of the Melts of Quaternary Hauyne Alkaline Basaltoids in the Lesser Caucasus. Communication 1. Geochemical and Isotope (Sr–Nd–Pb) Data

S. N. Bubnov*, Yu. V. Goltsman, I. A. Kondrashov, T. I. Oleinikova, A. Ya. Dokuchaev

*Institute of Geology of ore Deposits, Petrography, Geochemistry, and Mineralogy RAS,
Staromonetny lane, 35, Moscow, 119017 Russia*

**e-mail: bubnov@igem.ru*

The first ever detailed data are obtained on the Sr–Nd–Pb isotope systematics and geochemistry of Quaternary intraplate hauyne basanites and ordanshites in the Lesser Caucasus. The parental magmas of the rocks were found out to have been generated by mixing material from at least two regional sources: one relatively depleted and the other significantly enriched in incompatible elements. One of these sources of the hybrid magmas was most likely a mildly depleted regional plume–asthenospheric source of the CAUCASUS OIB type, whose isotopic-geochemical signatures were close to those of the COMMON and PREMA mantle reservoirs. The other source of the material for the rocks was relatively enriched in radiogenic Sr and Pb and depleted in radiogenic Nd and was most probably enriched subcontinental lithospheric mantle of the EM II type.

Keywords: Lesser Caucasus, neovolcanic center, hauyne basanites, ordanshites, isotope geochemistry, petrology, mantle and crustal sources