

К ПЕТРОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ЮРСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ МАГМАТИТОВ КАРАБАХСКОГО СЕГМЕНТА СОМХЕТО- КАРАБАХСКОГО ТЕРРЕЙНА

© 2013 г. К.Л. Галоян*, Р.Л. Мелконян*, С.-Л. Чунг, Р.А. Хоренян*,
Л.С. Атаян*, Ч.-Х. Юнг**, С.В. Амирагян***

**Институт геологических наук НАН РА*

0019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения

*** Department of Geosciences, National Taiwan University, Roosevelt Road, Taipei 106, Taiwan*

E-mail: ghazaros74@yahoo.com

Поступила в редакцию 21.12.2012 г.

В статье приведены новые петролого-геохимические данные о юрских магматических образованиях Карабахского сегмента Сомхето-Карабахского террейна. Установлено, что они относятся к субщелочной (толеитовой и, в основном, известково-щелочной) серии и представлены двумя разновозрастными (нижне(?) -среднеюрский и верхнеюрский) и разнотипными магматическими комплексами. Геохимические особенности изученных магматитов, в частности, обогащенность LILE и LREE относительно HFSE, четко проявленные отрицательные аномалии Nb, Ta и Ti характерны для островодужных магматитов и отражают субдукционный механизм их формирования. Геохимическая специфика разновозрастных магматитов позволяет предполагать различные источники нижне(?) -среднеюрского и верхнеюрского магматизма. Исследованные редкие мафические породы, вероятно, были сформированы при частичном плавлении обедненного мантийного источника состава шпинелевого лерцолита. Плагииграниты были сформированы в результате фракционной кристаллизации расплава базальт-андезитового состава.

В геологическом строении Малого Кавказа существенную роль играют мезозойские магматические образования, наиболее широко и полно представленные в Сомхето-Карабахской островодужной структуре и, в частности, в ее юго-восточной части – Карабахском сегменте. Многолетние исследования средне-верхнеюрских магматитов этой области позволили выявить основные особенности их геолого-структурной позиции, фациального строения, петрографо-минералогического и петрохимического состава (Абдуллаев, 1963; Абдуллаев и др., 1974, 1988; Г.Мустафаев, 1977 и др.). Проведенное нами в последние годы комплексное изучение мезозойских магматитов этого региона, в том числе в рамках сотрудничества с французскими и швейцарскими коллегами, а также их прецизионное геохимическое исследование, выполненное тайванскими коллегами, позволили на новом уровне обсудить вопросы петрогенезиса и геодинамических условий их формирования.

1. Геологическое строение и петрографические особенности магматитов

В строении Сомхето-Карабахского террейна, как известно, участвуют

главным образом юрские (суммарной мощностью до 5000 м), частично меловые, эоценовые и миоплиоценовые образования, а также интрузивные породы средне-кислого и реже основного составов. Субстратом являются метаморфические сланцы эопалеозоя, обнажающиеся в ядрах крупных антиклинорий в бассейнах рр. Лок, Ахум и Асрикчай, прорванные местами гранитами карбона (Локский массив). Согласно К.Н. Паффенгольцу (1959), северной границей Сомхето-Карабахской зоны является южный край Куринской депрессии, а с юга – крупный надвиг (поддвиг), плоскость которого падает на север, проходящий вдоль северо-восточного побережья оз. Севан. Основание мезозойского разреза в северо-западной части зоны представлено фаунистически охарактеризованными маломощными (~300 м) терригенными отложениями аалена, трансгрессивно перекрывающими Локский массив (Милановский и Хаин, 1963).

Отложения верхнего лейаса (тоар-нижний аален) обнажаются также в верховьях рр. Асрикчай и Ахинджачай, где они трансгрессивно перекрывают нижнепалеозойские метасланцы. В разрезе этих отложений выделяются (Абдуллаев, 1963) пачки базальных конгломератов (мощностью 250 м) и песчано-глинистых пород (~185 м).

Согласно литературным данным на территории Малого Кавказа средняя юра представлена мощной (до 3500 м) осадочно-вулканогенной толщей, которая имеет большое площадное распространение в северо-восточной части региона, простираясь сплошной полосой от Алавердского района на северо-западе до бассейна рр. Тартар и Хаченагет на юго-востоке. Далее к юго-западу образования этого возраста прослеживаются по левобережью р. Акари (Акера) и по рр. Вохчи и Воротан (Капанский район).

Лавовые и пирокластические фации верхнебайосского возраста наиболее широко развиты в Шамхорском антиклинории и Гейгельском поднятии, а в пределах Мравасарского и Карабахского антиклинорий эти отложения имеют ограниченное распространение. Верхнебайосский лавовый покров с прослоями туфов (мощностью 50-100 м), выступает на крыльях Мравасарского антиклинория, а в области Карабахского антиклинория слагает его осевую часть и представлен кварцевыми плагиопорфирами (Абдуллаев, 1963).

Отложения батского возраста, залегающие на байосских с эрозионным несогласием и местами с базальными конгломератами в основании, развиты во всех структурах Сомхето-Карабахской зоны, при этом наиболее полная их мощность (1500-2600 м) наблюдается на Мравасарском и Карабахском хребтах (Абдуллаев, 1963).

Как указывалось Р.Н. Абдуллаевым (1963), в пределах Карабахского антиклинория излияние магмы в батское время происходило преимущественно в глубоководных условиях с образованием мощных покровов зеленокаменно измененных шаровых лав, наблюдающихся в долине р. Тартар* и к юго-западу от г. Шуши, по дороге Шуши–Бердзор (Лачин). Нами,

* М.А. Мустафаевым (2001) этот поток крупно-шаровых лав относится к базальт-риолитовой формации байоса.

кроме вышеотмеченных участков, они были встречены также в бассейне р. Хаченагет (район с. Ванк, по дороге с. Ванк–церковь Гандзасар). Размеры шарово-подушечных отдельностей колеблются от 0.3-0.9 м до 1.5-2 м (долина р. Тартар). Часто они сплюснуты и имеют эллипсоидальные, матрацевидные формы и массивное или скорлуповатое строение. Почти все разновидности пород характеризуются миндалекаменной текстурой, в которых миндалины заполнены карбонатом, хлоритом, халцедоном, эпидотом, кварцем и цеолитами.

В этих комплексах вулканогенно-осадочные образования представлены агломератами и туфами (в большей части андезит-дацитового состава), а также разными туффитами (туфопесчаники, туфоалевролиты, туфобрекчии и т.д.), которые преобладают в верхах разрезов. Туфы представлены различными структурными разновидностями (кристаллокластические, витро- и литокластические). Согласно Р.Н. Абдуллаеву (1963), в бассейне р. Хаченагет пирокластические породы преобладают (около 70%) над лавовыми разностями.

В Агдамском антиклинории батские отложения сложены преимущественно породами пирокластической фации и представлены агломератами и различными туффитами с тонкими пропластками терригенных пород и с маломощными прослоями лав, составляющими < 20% общего объема этой толщи (Абдуллаев, 1963; Абдуллаев и др., 1988).

В пределах рассматриваемой территории келовейские и оксфордские отложения отсутствуют. Верхнеюрские (кимеридж) образования, в основном explosивного характера, представлены лавовыми и пирокластическими разностями 500 метровой мощности (Абдуллаев, 1963).

Развитые в Карабахском и Агдамском антиклинориях карбонатные отложения титонского яруса согласно налегают на кимериджскую вулканогенную толщу и несогласно перекрываются альбскими отложениями (Абдуллаев, 1963).

В пределах Карабахского сегмента нами рассмотрены один из крупных интрузивов Сомхето-Карабахской зоны – Мехманинский гранодиорит-тоналитовый и Бердаздорский (Бюлюльдюзский) габбро-плагиогранитовый массивы.

Бердаздорский массив (~60 км²), линейно вытянутый с северо-запада на юго-восток, обнажается в пределах Бердзорского антиклинория и прорывает вулканогенные образования средней юры. По К-Аг датировкам массив имеет средне-верхнеюрский возраст (156 Ма, Абдуллаев и др., 1974), однако согласно нашим U-Pb датировкам (~176 Ма), возраст плагиогранитов, согласно Международной стратиграфической шкале (2005), соответствует границе нижней-средней юры (тоар-аален). Учитывая это обстоятельство, возраст эффузивов по крайней мере Бердзорского антиклинория возможно древнее байоса и/или бата.

Формирование массива происходило в две фазы: габброидную (около 2% обнаженной площади интрузива) и плагиогранитную (98%) (Абдуллаев и др., 1974). Отмечаются фациальные переходы плагиогранитов к

кварцевым диоритам, гранодиоритам и, редко, к гранитам. Следует отметить, что в плагиигранитах встречаются также дайки гранитов с четкими секущими контактами.

Мехманинский гранитоидный массив (площадью более 60 км²) находится в пределах Агдамского антиклинория и вытянут в северо-западном направлении согласно направлению складчатости антиклинория (Абдуллаев, 1963). Возраст интрузива, который пересекает отложения средней-верхней(?) юры, всеми прежними исследователями на основании К-Аг датировок считался нижнемеловым (неоком). В Мардакертском районе массив несогласно перекрывается известково-туфогенными отложениями сеноманского яруса, содержащими гальки подлежащих гранитоидов (Абдуллаев, 1963). Интрузив сложен в основном роговообманково-биотитовыми тоналитами и кварцевыми диоритами, переходящими в отдельных случаях в диориты и гранодиориты.

Вопросы геологической позиции, возраста, внутреннего строения и морфологии интрузива достаточно детально рассмотрены нами в последнее время (Мелконян и др., 2011). Добавим лишь, что согласно проведенным нами новым U-Pb датировкам, становление интрузива соответствует не неокому, а – верхней юре (кимеридж-титон) (154-147 Ма; гранодиориты, тоналиты и кварцевые диориты). Следует отметить, что полученная датировка соответствует верхнеюрской Rb-Sr изохронной датировке однотипного Кохб-Шнохского интрузива в СЗ оконечности Сомхето-Карабахского террейна – 164 ± 6 Ма для тоналитов и кварцевых диоритов первой фазы и 156 ± 3 Ма для лейкогранитов второй фазы (Мелконян, Гукасян, 2004). При этом Кохб-Шнохский интрузив, как и Мехманинский, ранее на основании К-Аг датировок, также считался неокомским.

Петрографическая характеристика. Петрографический состав продуктов мезозойского вулканизма в пределах исследуемой территории и на территории Азербайджана в целом детально исследован (Абдуллаев, 1963; Абдуллаев и др., 1988). В пределах Мравасарского антиклинория были выделены пирокластические и лавовые фации нижне- и верхнебайосского этапов вулканизма. По составу и текстурным особенностям среди пород пирокластической фации нижнего байоса были отмечены разнотипные туфы, агломератовые вулканические брекчии и туфы, туффиты, туфобрекчии и др., а среди пород лавовой фации – пироксеновые, пироксен-плагноклазовые и плагноклазовые разности “порфиритов”, спилиты, диабазы и их миндалекаменные разности.

Породы батского вулканизма отнесены к непрерывной серии дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации, сложенной породами вулканической, субвулканической и эксплозивной фаций (М. Мустафаев, 2001).

Средне-основные вулканиды характеризуются как массивными, так и преобладающими шарово-подушечными текстурами, среди которых встречаются как преимущественно порфировые, так и афировые разности структур. В шаровых лавах выделяются спилиты, спилитоподобные ба-

зальты, базальты, базальтовые андезиты и андезиты темно- и зеленовато-серой окраски, со спилитовой, интерсертальной, пилотакситовой, гиалопилитовой и микролитовой структурами основной массы. В порфировых (иногда гломеропорфировых) разностях фенокристаллы представлены преимущественно плагиоклазом и клинопироксеном, реже роговой обманкой, составляющими до 20-35% общей массы породы. Состав плагиоклазовых фенокристаллов, иногда с ясной зональностью, варьирует от основного битовнита и лабрадора до средне-кислого андезина. Клинопироксены представлены авгитом или диопсидом, амфиболы – базальтической и обыкновенной роговой обманкой. Фенокристаллы часто заметно изменены и по ним развиты серицит, карбонат, хлорит, эпидот, альбит, кварц и пелитовое вещество. Основная масса пород этой серии сложена из лейстов и микролитов среднего плагиоклаза, нередко зерен клинопироксена (иногда цветной минерал не диагностируется), магнетита и преимущественно девитрифицированного базиса, за счет которого часто образуется хлорит, карбонат, а иногда и кварц. В миндалекаменных разностях пород миндалины заполнены преимущественно хлоритом, карбонатом, кварцем, халцедоном, цеолитами и пренитом.

Андезиты и дациты, встреченные в междуречье Тартар-Хаченагет, часто характеризуются порфировой, реже афировой структурой с микролитовой, гиалопилитовой, крипто-микрокристаллической (расскристаллизованной) и фельзитовой (или микрофельзитовой) структурами основной массы. Фенокристаллы (до 30-35%) представлены преимущественно зональным плагиоклазом, иногда до трех генераций, серо-зеленой роговой обманкой и зернами рудного минерала. Зерна плагиоклаза и амфибола часто сильно изменены. Основная масса состоит из беспорядочно ориентированных микролитов плагиоклаза, мелких зерен цветного (пироксен или амфибол) и рудного минерала (как магматического, так и постмагматического-гидротермального происхождения), сцементированных преимущественно раскристаллизованным веществом. В микрофельзитовых разностях преобладает крипто-микрокристаллическая кварц-полевошпатовая основная масса. Преобладающие вторичные минералы – хлорит и карбонат, отчасти кварц, замещают не только фенокристаллы, но и микролиты и вулканическое стекло основной массы.

Дациты и риолиты в пределах рр. Тартар, Хачен и др. местах, как “наиболее распространенные породы корневой зоны” (Абдуллаев и др., 1988), здесь не рассматриваются, учитывая их более молодой нижнемеловой (~138 Ма, U-Pb) возраст, полученный нами в последнее время (напр., субвулканические порфировидные дациты около с. Кичан).

Опробованные дискретные образцы плутонических пород в пределах Бердзорского антиклинория у автодороги Шуши–Бердзор представлены кварцевыми диоритами и плагиогранитами с предполагаемым среднеюрским возрастом их формирования. Плагиограниты характеризуются гипидиоморфнозернистой и реже микропегматитовой структурами, состав которых представлен преимущественно средне-кислым плагиоклазом

(Ap_{45-13} , 45-65%) и кварцем (25-45%), а также единичными зернами роговой обманки и биотита (совместно до 5-8%). Акцессории представлены рудным минералом, апатитом и цирконом, вторичные – пелитом и хлоритом.

Обнажающиеся около сел. Бердзор кварцевые диориты (диорит-порфириды) и тоналиты, по новым U-Pb датировкам (~89 Ma), оказались не средне-верхнеюрскими, а верхнемеловыми (турон-коньяк). Породы полнокристаллические, мелко-среднезернистые, нередко порфировидные с фельзитовой основной массой, которые сложены преимущественно плагиоклазом (50-60%, часто зональные), роговой обманкой (10-20%), кварцем (15-25% и более) и реже биотитом (<3%). Из вторичных, кроме пелита и хлорита, встречаются также карбонат и рудное вещество.

Породы Мехманинского массива на классификационной диаграмме QAP Штрекайзена относятся преимущественно к кварцевым диоритам и тоналитам, нередко, к гранодиоритам и диоритам. Жильные дериваты интрузива представлены пегматитами и аплитами. Наиболее распространенными породами являются кварцевые диориты и тоналиты, которые характеризуются гипидиоморфнозернистой структурой и состоят из плагиоклаза (Ap_{54-36} , 55-70%), кварца (15-25%), роговой обманки и биотита (до 6-9%, примерно в одинаковых количествах), иногда калиевого полевого шпата (до 1-5%). Акцессорные минералы представлены рудным минералом (<5-7%), апатитом и цирконом, вторичные – карбонатом, хлоритом и пелитовым веществом.

Гранодиориты (или гранодиорит-порфиры) характеризуются порфировидной структурой с микроаллотриоморфнозернистой основной массой. Порфировидные выделения представлены главным образом плагиоклазом (Ap_{35-30} , ~60%), кварцем (20-30%) и роговой обманкой (<6-9%). Калиевый полевой шпат (до 6-8%) и реже биотит встречаются преимущественно в мелкозернистой основной массе. Акцессории представлены рудным минералом (<2%), апатитом и цирконом, вторичные минералы – карбонатом, серицитом, хлоритом и пелитовым веществом.

Дайки аплитов (лейкограниты) представляют собой плотные, средне-мелкозернистые породы обычно розоватого, иногда белого цвета с гипидиоморфнозернистой до аплитовой (сахаровидной) структурой. Минеральный состав – кварц (~50%), плагиоклаз (~5-10%), калиевый полевой шпат (~30-40%), иногда биотит ($\leq 3-4\%$); акцессории – рудный минерал (до 2%), циркон и апатит. Полевые шпаты иногда пелитизированы и карбонатизированы.

2. Геохимические особенности магматитов

Рассматриваемые вулканы юрского возраста подвержены значительным средне- и низкотемпературным метасоматическим преобразованиям. Учитывая это обстоятельство, в настоящем разделе основное внимание обращено на поведение редкоземельных элементов и некоторых других элементов-примесей, поскольку они наименее подвижны при процес-

сах низкотемпературного метаморфизма и гидротермального изменения (Michard, 1989 и др.). Геохимические анализы магматических пород юрского возраста в 16 образцах выполнены в геохимической лаборатории Национального Тайванского Университета (NTU, Department of Geosciences). Главные элементы проанализированы рентгено-спектральным флуоресцентным (XRF) методом, а РЗЭ и другие элементы-примеси – масс-спектральным методом с использованием индуктивно-связанной плазмы (ICP-MS).

Главные элементы. Согласно классификации TAS, среднеюрские вулканы размещаются в поле пород от базальтов до риолитов (рис. 1а). По содержанию щелочей большинство пород юрского возраста характеризуются нормальной щелочностью, т.е. относятся к *субщелочной серии*, которая охватывает группы толеитовой и известково-щелочной субсерий изверженных пород. При этом на диаграмме AFM эти вулканы относятся в основном к известково-щелочной серии (рис. 1б). Надо подчеркнуть, что все вулканы характеризуются пересыщенностью кремнекислотой и в целом являются кварц- и гиперстен-нормативными (соответственно 7-35% и 3-30%), кроме одного образца андезитов (обр. 6458), в котором нормативный гиперстен отсутствует.

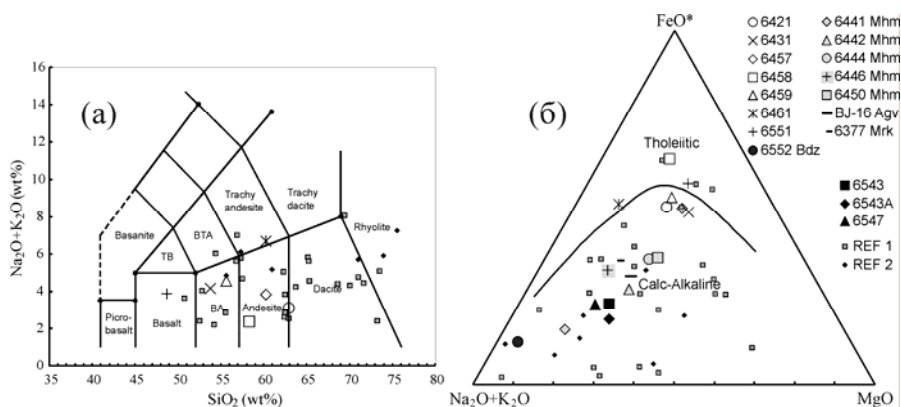


Рис. 1. Распределение изученных магматических пород и некоторых литературных анализов: REF1 (Абдуллаев, 1963) и REF2 (Магакян и др., 1985) юрского возраста на диаграммах TAS (а) и AFM (б). Опись авторских анализов см. в таблице.

По содержанию главных элементов породы разновозрастных интрузивных комплексов относятся к известково-щелочной серии. На диаграмме K₂O-SiO₂ (Ле Мейтре, 1989, не приводится) среднеюрские вулканы находятся в поле *низкокальцевых* пород, в то время как средне-верхнеюрские плутонические породы располагаются в нижней части *среднекальцевого* поля. Магнезиальность (Mg#) пород варьирует от 29 до 63 для вулканитов и от 51 до 65 для плутонитов.

Элементы-примеси. В отличие от главных элементов некоторые элементы-примеси и в особенности высокочargedные элементы (HFSE: high

field strength elements), более корректно отражают первичный состав пород и магматического источника.

Вулканические породы на нормированной к N-MORB (normal Mid-Oceanic Ridge Basalt) мультиэлементной диаграмме (рис. 2а) характеризуются сильной обедненностью Nb, Ta и Ti характерной для островодужных образований (White and Patchett, 1984; Taylor and McLennan, 1985 и др.), а также слабой отрицательной аномалией Р и Zr. В целом, они характеризуются высокими содержаниями крупноионных литофильных элементов (LILE: large-ion lithophile elements) – Ba, Rb, K, а также Th значительно (от 2 до 40 раз) превышающими их содержания в MORB.

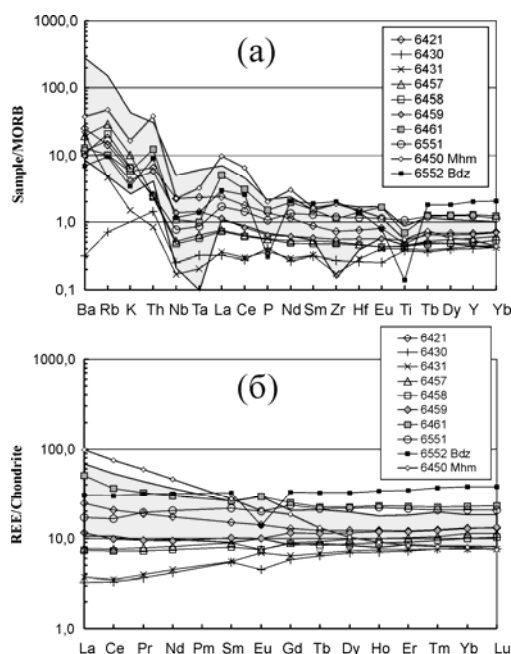


Рис. 2. Нормированные к MORB (Sun and McDonough, 1989) и хондриту (Evensen et al., 1978) спайдер диаграммы: (а) и (б) – для магматических пород ниже(?)-среднеюрского возраста и их сопоставление с таковыми (затемненная область) формации Мудурну (Genç, Tüysüz, 2010).

На нормированной к MORB мультиэлементной диаграмме для всех пород тоналитовой формации характерны высокие концентрации LILE и легких лантаноидов (рис. 3а), отрицательные аномалии Nb, Ta и Ti примерно однотипные (более наглядно у тоналитов) с породами ниже(?)-среднеюрского возраста. Одновременно спектры тоналитов характеризуются более подчеркнутыми минимумами К, Р, Sm и Ti. В целом, нормализованные спектры элементов позволяют предполагать, что изученные породы ниже(?)-среднеюрского и верхнеюрского возраста петрогене-

тически не связаны друг с другом и, по всей вероятности, образовались из расплавов различного состава.

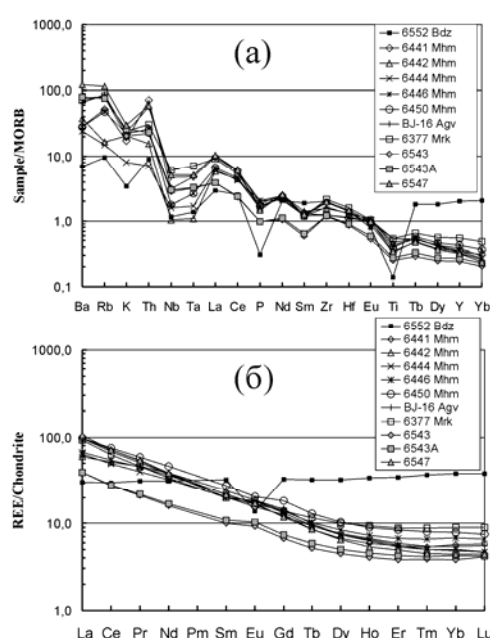


Рис. 3. Нормированные к MORB (Sun and McDonough, 1989) и хондриту (Evensen et al., 1978) спайдер диаграммы: (а) и (б) – для плутонов верхнеюрского Мехманинского (6441-6450), Агверанского (BJ-16 Agv) и Миракского (6377 Mrk) массивов и верхнемелового (6543-6547, Бердзорский массив) возраста.

Редкоземельные элементы. Распределение РЗЭ в рассматриваемых породах свидетельствуют о их существенных различиях по уровням концентрации РЗЭ (табл.). Основные члены вулканитов ниже(?)-среднеюрского возраста содержат минимальное количество РЗЭ (13-51 г/т), кроме одного образца андезита (обр. 6461) – 80.3 г/т. Единственный образец плутонита этого возраста – плагιοгранит (обр. 6552) характеризуется чуть более высокой концентрацией (82.3 г/т), при этом повышение суммы РЗЭ от базальтовых андезитов к андезитам и плагιοгранитам обусловлено увеличением концентраций как легких (ЛРЗЭ), так и тяжелых (ТРЗЭ) лантаноидов. Надо отметить, что в отличие от вулканитов, в плагιοгранитах накопление ТРЗЭ происходит с заметно большей интенсивностью.

Содержания РЗЭ в верхнеюрских плутонитах (78-116г/т – кварцевые диориты, тоналиты и гранодиориты) четко отличаются от предыдущих, что очевидно коррелируется с содержанием калия. Ниже(?)-среднеюрские магматические породы, как правило, более обеднены РЗЭ по сравнению с плутонитом из верхнеюрского Мехманинского массива.

Таблица

Химический состав изученных магматических пород (главные элементы в вес. %, др. элементы в ppm, LOI не определен)

Возраст	Нижне(?)-среднеюрский комплекс								
N/N	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Образ.	6421	6430	6431	6457	6458	6459	6461	6551	6552
Назван.	пиллоу андезит	пил.баз. андезит	пил.баз. андезит	пиллоу андезит	баз. андезит	баз. андезит	пиллоу андезит	пиллоу базальт	плаггио гранит
N°	40.10334	40.04712	40.04712	40.14188	40.14128	40.12402	40.12436	39.66798	39.67687
E°	46.65388	46.54158	46.54158	46.59025	46.58977	46.41584	46.40457	46.59109	46.62931
SiO ₂	60.85	52.58	50.38	57.13	54.15	54.6	59.47	47.64	80.99
TiO ₂	0.59	0.45	0.47	0.54	0.52	0.66	0.87	1.31	0.18
Al ₂ O ₃	17.98	13.22	16.54	15.99	15.84	16.20	16.76	19.19	12.06
FeO*	6.33	15.93	9.68	8.79	8.16	11.08	9.91	13.47	0.81
MnO	0.12	0.33	0.22	0.11	0.09	0.14	0.34	0.19	0.02
MgO	2.59	12.44	5.21	4.27	1.94	4.30	1.84	5.30	0.32
CaO	5.59	0.99	8.15	4.98	10.62	7.59	3.59	7.98	1.04
Na ₂ O	2.62	-	3.80	2.94	1.76	4.2	6.21	3.35	4.79
K ₂ O	0.4	-	0.10	0.69	0.44	0.3	0.41	0.44	0.25
P ₂ O ₅	0.15	0.05	0.04	0.06	0.06	0.07	0.17	0.12	0.04
Сумма	97.21	95.43	94.58	95.49	93.57	99.15	99.56	98.98	100.5
Mg#	46.88	62.78	53.74	51.23	33.97	45.57	28.65	45.95	45.53
Rb	7.91	0.40	2.55	16.23	11.76	5.62	5.64	9.32	5.36
Sr	241.0	14.0	106.0	137.0	114.0	91.0	97.0	153.0	68.0
Y	19.1	11.2	12.1	16.0	13.5	18.1	36.3	34.1	55.9
Zr	53.0	20.0	13.0	37.0	35.0	41.0	82.0	88.0	149.0
Nb	5.2	0.6	0.4	1.2	1.1	3.2	2.5	1.8	2.7
Ba	158.0	2.0	128.0	123.0	66.0	62.0	81.0	74.0	43.0
Hf	1.52	0.67	0.46	1.10	1.12	1.28	2.47	2.48	4.44
Ta	0.31	0.04	0.03	0.08	0.07	0.19	0.13	0.11	0.18
Pb	1.73	0.59	2.63	2.65	1.98	3.47	1.91	0.68	0.65
Th	0.78	0.17	0.1	0.3	0.28	0.69	1.48	0.3	1.07
U	0.32	0.15	0.07	0.27	0.16	0.32	0.57	0.09	0.46
V	93.34	184.1	186.9	185.5	222.5	350.5	31.94	270.4	4.06
Cr	9.0	579.0	38.0	31.0	38.0	58.0	52.0	188.0	49.0
Co	8.0	41.9	30.9	22.5	24.2	28.3	9.0	40.3	1.1
Ni	6.02	140.8	31.27	16.69	22.8	40.28	49.94	96.72	23.26
Cu	32.76	221.0	43.87	192.4	91.23	104.6	17.7	27.83	6.77
Zn	73.3	132.8	92.7	79.1	73.3	93.9	116.4	120.2	12.5
La	6.0	0.8	0.9	1.9	1.8	2.8	12.4	4.2	7.4
Ce	13.2	2.1	2.2	4.8	4.6	6.2	23.2	10.6	19.2
Pr	1.82	0.35	0.38	0.75	0.7	0.92	3.13	1.86	3.04
Nd	8.26	1.95	2.13	3.83	3.53	4.44	14.25	9.69	14.84
Sm	2.31	0.83	0.85	1.37	1.23	1.55	4.03	3.36	4.97
Eu	0.82	0.26	0.4	0.43	0.43	0.58	1.7	1.16	0.81

Gd	2.63	1.18	1.31	1.82	1.79	2.36	5.09	4.79	6.75
Tb	0.46	0.24	0.26	0.35	0.32	0.43	0.84	0.81	1.21
Dy	3.1	1.76	1.84	2.48	2.20	2.92	5.68	5.56	8.28
Ho	0.69	0.40	0.42	0.57	0.51	0.68	1.32	1.26	1.93
Er	2.00	1.20	1.23	1.68	1.51	1.98	3.76	3.53	5.72
Tm	0.32	0.19	0.19	0.27	0.24	0.31	0.58	0.53	0.95
Yb	2.16	1.28	1.26	1.86	1.65	2.13	3.77	3.43	6.31
Lu	0.33	0.19	0.19	0.29	0.26	0.33	0.59	0.53	0.97
Eu/Eu*	1.02	0.80	1.17	0.83	0.89	0.92	1.15	0.89	0.43
(La/Sm) _N	1.64	0.61	0.67	0.87	0.92	1.14	1.94	0.79	0.94
(La/Yb) _N	1.87	0.42	0.48	0.69	0.74	0.89	2.22	0.83	0.79

Возраст	Верхнеюрский комплекс							Верхнемеловой комплекс		
N/N	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Образ.	6441	6442	6444	6446	6450	BJ-16	6377	6543	6543A	6547
Назван.	грано диорит	тоналит	кв. диорит	тоналит	тоналит	тоналит	тоналит	тоналит	кв. диорит	грано диорит
N°	40.13462	40.13393	40.13393	40.13292	40.13473	40.51728	40.62298	39.63641	39.63641	39.63950
E°	46.76561	46.76690	46.76690	46.76990	46.77415	44.56438	44.34125	46.55703	46.55703	46.56490
SiO ₂	66.64	63.28	58.14	63.11	59.96	63.93	63.94	65.10	64.32	63.87
TiO ₂	0.41	0.58	0.54	0.48	0.70	0.67	0.68	0.32	0.35	0.42
Al ₂ O ₃	17.67	17.49	21.09	18.06	18.44	17.17	18.12	17.83	17.65	17.07
FeO*	1.51	3.65	4.95	4.30	5.48	4.32	4.78	3.03	2.62	2.91
MnO	0.02	0.06	0.08	0.08	0.09	0.07	0.09	0.04	0.05	0.05
MgO	1.31	3.07	3.26	2.07	3.82	2.99	2.27	2.67	3.15	2.21
CaO	3.98	4.77	7.17	4.52	6.67	4.69	4.70	4.08	4.59	3.95
Na ₂ O	4.81	4.36	4.26	4.42	3.74	4.05	3.92	5.02	5.41	4.67
K ₂ O	1.21	1.45	0.57	1.57	1.2	1.66	1.75	1.47	1.86	2.09
P ₂ O ₅	0.21	0.18	0.24	0.20	0.23	0.24	0.2	0.11	0.11	0.17
Сумма	97.76	98.87	100.3	98.79	100.33	99.78	100.45	99.68	99.64	97.4
Mg#	65.09	64.45	58.68	51.03	60.1	59.9	50.65	65.58	72.22	62.11
Rb	29.38	9.32	8.26	26.6	26.61	48.52	46.41	44.29	42.71	64.16
Sr	313.0	1039.0	804.0	457.0	831.0	577.0	462.0	737.0	795.0	668.0
Y	9.9	9.3	9.8	11.8	15.0	10.8	15.2	6.8	7.6	9.0
Zr	141.0	114.0	92.0	91.0	135.0	120.0	158.0	88.0	90.0	145.0
Nb	7.3	2.4	3.7	4.1	5.2	10.9	14.1	6.6	7.0	12.0
Ba	181.0	238.0	152.0	175.0	237.0	413.0	450.0	494.0	500.0	773.0
Hf	3.38	2.95	2.11	2.41	3.23	2.75	3.62	2.33	2.36	3.58
Ta	0.64	0.14	0.22	0.35	0.43	0.64	0.93	0.42	0.43	0.67
Pb	1.73	3.44	2.59	2.0	3.29	7.83	3.12	13.71	12.11	22.88
Th	8.56	1.85	0.84	3.09	4.63	6.76	3.68	2.65	2.79	7.05
U	2.29	0.61	0.27	0.99	0.7	1.2	0.99	1.07	1.48	2.45
V	39.02	65.13	62.38	59.69	96.47	73.76	77.31	56.25	69.73	55.93
Cr	90.00	97.0	65.0	56.0	68.0	133.0	57.0	150.0	239.0	89.0
Co	5.4	13.9	15.6	10.6	19.4	13.0	12.4	11.2	10.7	9.4

Ni	50.79	71.6	55.12	38.33	58.76	75.24	35.00	66.69	103.1	53.71
Cu	25.18	14.77	3.71	12.9	11.65	17.89	4.47	22.25	20.6	32.15
Zn	13.3	45.6	46.6	39.9	48.7	53.2	46.5	28.9	33.6	66.1
La	24.1	14.6	15.6	16.4	24.1	24.1	22.7	9.7	9.6	26.0
Ce	45.7	33.1	31.6	34.7	48.0	43.7	40.3	17.6	17.9	45.6
Pr	5.13	4.45	3.88	4.42	5.74	4.93	4.47	2.06	2.12	5.21
Nd	18.19	18.36	15.28	17.15	21.88	17.83	16.22	7.59	8.03	18.33
Sm	3.12	3.71	3.14	3.37	4.24	3.11	3.08	1.55	1.69	3.32
Eu	0.90	1.08	1.05	0.98	1.19	0.96	1.06	0.54	0.6	1.0
Gd	2.58	2.98	2.72	2.86	3.77	2.47	2.84	1.37	1.50	2.43
Tb	0.32	0.37	0.35	0.38	0.49	0.35	0.44	0.19	0.22	0.32
Dy	1.71	1.87	1.88	2.12	2.62	1.93	2.56	1.14	1.27	1.65
Ho	0.33	0.35	0.37	0.41	0.51	0.38	0.53	0.23	0.26	0.3
Er	0.92	0.89	0.93	1.11	1.39	0.98	1.47	0.63	0.7	0.81
Tm	0.14	0.13	0.13	0.17	0.21	0.14	0.23	0.1	0.1	0.11
Yb	0.94	0.8	0.83	1.12	1.31	0.9	1.47	0.63	0.7	0.73
Lu	0.15	0.12	0.12	0.17	0.19	0.14	0.23	0.1	0.11	0.11
Eu/Eu*	0.97	0.99	1.1	0.97	0.91	1.06	1.1	1.13	1.15	1.07
(La/Sm) _N	4.86	2.48	3.13	3.06	3.58	4.88	4.64	3.94	3.58	4.93
(La/Yb) _N	17.31	12.32	12.69	9.88	12.42	18.07	10.42	10.39	9.26	24.04

На диаграммах РЗЭ, нормированных к хондриту и MORB, ниже(?) - среднеюрские магматические породы имеют плоские (оставаясь почти всегда параллельными линии MORB) и параллельные спектры. Они характеризуются слабым обеднением $((La/Yb)_N = 0.4-0.9)$, реже – обогащением ЛРЗЭ $((La/Yb)_N = 1.9-2.2)$ (рис. 26). Единственный исследованный плагиогранит незначительно обеднен ЛРЗЭ $((La/Yb)_N = 0.8)$, и спектр его характеризуется значительной отрицательной Eu аномалией $(Eu/Eu^* = 0.43)$, несмотря на высокие содержания плагиоклаза в нем. Плагиогранит характеризуется четко выраженным относительным обогащением элементами-примесями, что обусловлено высокой степенью фракционной кристаллизации, поскольку их РЗЭ спектр параллелен спектрам одновозрастных вулканитов базальт-андезитовой серии.

Спектры распределения РЗЭ пород тоналитовой формации имеют узко-параллельную и склоненную формы (рис. 3а,б), с четкой обогащенностью ЛРЗЭ и обедненностью ТРЗЭ $((La/Yb)_N = 10-18)$. Колеблющиеся в широких пределах отношения $(La/Yb)_N$ в тоналитах связаны с большей дифференцированностью РЗЭ по сравнению с среднеюрскими магматитами. В то же время Eu аномалии в них не проявлены $((Eu/Eu^* = 0.9-1.1))$. Концентрации РЗЭ, сравнительно с хондритовыми, отчетливо повышены как в вулканитах (от 3.5 до 50 раз), так и более резко в породах интрузивных комплексов (от 4.5 до 105 раз).

В отличие от плагиогранита в ряду ниже(?) - среднеюрских вулканитов большого дефицита европия не отмечается $(Eu/Eu^* = 0.8-1.17)$. Четкий

Eu минимум не наблюдается и в верхнеюрских кислых плутонитах ($Eu/Eu^* = 0.9-1.1$).

Таким образом, перечисленные отличия поведения элементов-примесей в магматитах изученных серий свидетельствуют о их возможной петрогенетической самостоятельности и формировании из различных расплавов. Особенности распределения РЗЭ в рассмотренных вулканитах и прежде всего накопление РЗЭ в последовательном ряду пород, близ-хондритовое распределение Eu в вулканитах средне-основного состава, при отчетливо проявленном дефиците его в кислых разностях пород, свидетельствуют в пользу мантийного источника исходного базальтового расплава и определяющей роли процессов фракционной кристаллизации в петрогенезисе рассматриваемых пород.

3. Обсуждение результатов

Геохимические критерии при геодинамических реконструкциях. Геохимические особенности рассматриваемых магматитов (явная обогащенность LILE и ЛРЗЭ, обедненность HFSE, отрицательные аномалии Nb, Ta и Ti) свидетельствуют об их формировании в надсубдукционной обстановке – либо островодужной, либо активной континентально-окраинной. Концентрации LILE в вулканических породах этой зоны резко превышают их содержания в MORB, что, возможно, обусловлено участием флюидов в процессе магмогенерации. Среди андезитов не обнаружены примитивные ($Mg\# > 60$) разности, однако отсутствие заметной дифференциации РЗЭ ($(La/Yb)_N = 0.4-2.2$) в вулканитах предполагает *мантийный источник расплава* на уровне шпинелевой фации перидотитов (Genç and Tüysüz, 2010 и литература в ней). Изложенные выше петролого-геохимические данные, однако, не позволяют более конкретно оценить источники и происхождение субдукционных магм. Последнее предполагает участие помимо мантийных и коровых (океанической или континентальной коры) компонентов, также и пелагических осадков, покрывающих поверхность субдуцируемой плиты. По расчетам А.А. Цветкова (1990), до 80% таких литофильных элементов, как Rb и Ba, поступают в островодужные магмы с субдуцируемым осадочным материалом, причем количество последнего в источнике вряд ли превышает 5%.

Согласно современным представлениям, субдукция происходит в деструктивных (или конвергентных) геодинамических обстановках, при которой выделяются два разных типа: *островодужный* (конвергенция океан-океан, марианский тип) и *активный континентально-окраинный* (конвергенция океан-континент, андийский тип). Кроме того, предполагалось, что основание “островных дуг” бывает *энсиматическим* или *энсиалическим*, состоящим соответственно из блоков океанической или континентальной земной коры. Однако в последнем случае речь идет, вероятнее всего, об обстановке субдукции в пределах активных континентальных окраин. При таком понимании процесса субдукции считается, что в энсиалических дугах обычно отсутствуют вулканиты толеитовой серии, а

также породы *бонинитовой* ассоциации (Афанасьева и др., 2001 и др.). В энсиматических же дугах редко встречаются высококалиевые андезиты и шошониты и отсутствуют высокощелочные серии магматитов.

Важнейшей особенностью магматизма деструктивных обстановок является средний, в целом андезитовый, его состав при широких вариациях кремнекислотности, щелочности и железистости пород. Проблема источника магмогенерации и вулканизма при разных обстановках субдукции является наиболее интересной, так как магма здесь является полигенетичной. При ее формировании происходит плавление (1) субдуцирующей океанической плиты, (2) астеносферной и/или литосферной мантий, и, наконец, (3) океанической (марианский тип) или континентальной (андийский тип) коры, под которую происходит субдукция. Все эти процессы происходят в сложных условиях изменчивости частичного плавления, фракционной кристаллизации, контаминации и гибридизма двух магм, которые, однако, усложняют не только процесс магмообразования, но и ее объяснение и идентификацию. Эффекты воздействия обоих факторов в большой степени перекрываются. Если допустить, что одним из характерных признаков мантийных расплавов является близкое или тождественное хондритовому нормативное содержание европия ($Eu/Eu^* \sim 1.0$), то роль коровой контаминации не могла быть существенной.

Сравнительный анализ многочисленных вулканитов из базы данных свидетельствует, что, в отличие от островодужных вулканитов, для активных континентальных окраин более характерны высококалиевые и шошонитовые магматические серии (Sarbas, 2002). Так, В.В. Акинин и Э.Л. Миллер (2011) показали, что вулканические породы Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканического пояса отличаются от таковых зрелых островодужных систем повышенными концентрациями К, Ti и Р, а также трендом в область высококалиевых известково-щелочных серий.

Установление бонинитов (бесполевошпатовых эффузивов) в Карабахской части разреза среднеюрских вулканитов в тесной пространственно-временной ассоциации с серией порфировых двупироксен-плагиоклазовых базальтов-андезитов (сравниваемых по составу с толетовыми сериями “юных” тихоокеанских дуг типа Тонга-Кермадек) дала возможность сопоставить их с породами *марианит-бонинитовой серии* (Остроумова, Центер, 1986). Пространственная близость бонинитов к зоне развития Севано-Акеринского офиолитового пояса позволила указанным авторам предположить их приуроченность к фронтальной части юрской (батской) островной дуги, заложенной на *коре океанического типа* (аналогичной тихоокеанским островным дугам, ограничивающим с востока окраинное Филиппинское море).

Интересным оказалось сопоставление составов редких и редкоземельных элементов исследуемых нами вулканитов с таковыми ниже-среднеюрской формации Мудурну зоны Сакария северной Турции. Точки, характеризующие их составы, располагаются в поле мафических пород (затем-

ненная область диабаз–микрогаббро–базальтов) формации Мудурну (рис. 2а,б), которые образовались в интрадуговой или задуговой обстановке субдукции (Genç and Tüysüz, 2010).

Полученные нами результаты по геологическим соотношениям и в особенности петрографо-геохимическому составу, а также изотопным возрастам магматических образований, позволяют рассмотреть некоторые вопросы геодинамической эволюции Сомхето-Карабахской зоны в юрский период. При этом четко намечается два этапа магматизма: ниже(?)–среднеюрский и верхнеюрский (ранее верхнеюрско-неокомский).

Геолого-тектоническая позиция и геодинамическая обстановка. Вопрос происхождения и выделения “островодужных” построек или зон в пределах Малого Кавказа имеет большое значение не только для понимания общегеологической и геодинамической позиции этого региона, но и при палеогеодинамической реконструкции альпийской эволюции Восточного Средиземноморья в целом. В этом аспекте актуальным является геотектоническое районирование региона и, в особенности, разделение или конкретизация “Сомхето-Карабахской” или “Сомхето-Кафанской” тектонических зон. Согласно А.А. Gabrielyan и др. (Габриелян и др., 1968; Габриелян, 1985), в начальной стадии альпийского тектогенеза (юра-неоком, “собственно геосинклинальный этап”) в северной и северо-восточной частях Антикавказа на байкальском субстрате формируется Сомхето-Кафанская эвгеосинклинальная зона.

Согласно Ю.В. Карякину (1989), в результате локально проявленных тектонических движений (формирование вулканических прогибов) Сомхето-Кафанская зона (или палеоостровная дуга) в позднеэоценовое время была расчленена на две подзоны: Сомхето-Карабахскую и Кафанскую. А.А. Габриелян и др. (1989) полагали, что отрыв Кафанского тектонического блока от Сомхето-Карабахской зоны и смещение его на запад примерно на 20-25 км, обусловлено наличием разлома типа сдвига в Зангезуре. Однако, учитывая присутствие офиолитов в пределах Карабахского хребта (напр. участок Лысагорск), в качестве части возможной Амасия-Севано-Акеринской шовной зоны (Галоян, Мелконян, 2011), расположенной между вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями юры, тектоническое расчленение предполагаемой единой Сомхето-Кафанской зоны на Карабахскую и Кафанскую представляется маловероятным.

Обычно предполагается, что фундаментом альпийских геологических комплексов в пределах Малого Кавказа являются, с одной стороны, байкальские складчато-метаморфические комплексы, перекрытые палеозойско-триасовым осадочным чехлом (пассивная континентальная окраина с юга), с другой – окончательно сформированная в герцинскую эпоху кора континентального типа (активная континентальная окраина с севера) (Адамия и др., 1977; Белов и др., 1982; Карякин, 1989; Казьмин и др., 1987 и др.). Многие исследователи (Адамия и др., 1977; Закариадзе и др., 1986; Лордкипанидзе, 1980; Карякин, 1989 и др.) полагают, что в течение мезо-

зоя в рассматриваемом участке Тетиса функционировала одна зона субдукции, погружающаяся в северном направлении, с которой и связывается развитие Сомхето-Карабахской (или Сомхето-Кафанской) островодужной постройки. Другие исследователи, напротив, предполагают погружающую к югу зону субдукции в средней-поздней юре (Мурадян, 1981) или в поздней юре (Ачикгезян, 1985).

Впервые В.Е. Хаиным (1975) было высказано предположение, что в это время (юра-ранний мел) закрытие Тетиса происходило в результате *двусторонней субдукции*: на север – под Артино(Сомхето)-Карабахскую зону и на юг – под Кафанскую зону, о чем свидетельствуют вулканизм Кафанской зоны и гранитоидные интрузии юрско-раннемелового возраста как этой зоны, так и Арзаканского массива. Аналогичного мнения, на основании результатов собственных исследований, придерживаются также (Засеев, Абрамович, 1993; Мелконян и др., 2000). Не останавливаясь детально на различных сторонах вопроса палеогеодинамической реконструкции Малого Кавказа, которому нами будет посвящено специальное сообщение, отметим лишь, что Капанский блок мы также предлагаем рассматривать в качестве самостоятельной от Сомхето-Карабахской зоны. Более того, нами предполагается рассматривать вторую зону субдукционного происхождения южнее и, исходя из географического ее нахождения, называть ее “Спитакско-Капанской”.

Еще в 70-х годах на основе вещественного состава кислые субаэральные вулканыты и ассоциирующие калиевые граниты, развитые в пределах Сомхето-Кафанской зоны, были отнесены к окраинно-континентальному вулcano-плутоническому поясу (Моссаковский, 1975) – активной окраине андийского типа, обрамлявшей Евразийский материк с юга. В пользу деструкции южной окраины Евразийского континента свидетельствует наличие в фундаменте Сомхето-Кафанской зоны блоков зрелой континентальной коры герцинского возраста – Храмский и Локский массивы (Карякин, 1989). В то же время А.Б. Мошашвили (1982) было высказано мнение о заложении Понтийско-Закавказской островной дуги (Адамия и др., 1982) на гетерогенном основании – в одних случаях сиалическом, в других – симатическом. В пользу отмеченного мнения может свидетельствовать присутствие в периферической части Севанских офиолитов среднеюрского возраста (Galoyan et al., 2009), между офиолитами и островодужными образованиями в районе старого Соткского перевала, наиболее древних – верхнетриас-нижнеюрских остатков океанической коры Тетиса (Книппер и др., 1997) и верхнетриасовые Sm-Nd изотопные датировки офиолитовых габбро и габбро-норитов (~225 Ma) Левского и Алтыковшанского массивов (Богдановский и др., 1992). Иначе говоря, можно предполагать, что в пределах, по крайней мере, Карабахского сегмента (и несколько севернее-северо-западнее) юрская магматическая дуга закладывалась на симатическом основании, в истинно островодужной обстановке субдукции.

Выводы

1. Магматические образования юрского возраста в пределах Карабахского сегмента Сомхето-Карабахского террейна представлены двумя разновозрастными (нижне(?)-среднеюрский и верхнеюрский) и разнотипными магматическими комплексами.
2. Формирование нижне(?)-среднеюрского и верхнеюрского комплексов Карабахского сегмента происходило, по-видимому, на симатическом основании в островодужной обстановке субдукции.
3. Геохимическая специфика изученных магматических комплексов позволяет предполагать различные источники нижне(?)-среднеюрского и верхнеюрского магматизма.
4. Исследованные редкие мафические породы, вероятно, формировались при частичном плавлении обедненного мантийного источника состава шпинелевого лерцолита. Плагииграниты формировались при фракционной кристаллизации расплава базальт-андезитового состава.

Литература

- Абдуллаев Р.Н.** Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Издательство АН Азерб.ССР, Баку, 1963, 228 с.
- Абдуллаев Р.Н., Гасанов Р.К., Мустафаев Г.В., Алиев И.А.** Возрастное расчленение интрузивов Лачинского антиклинория Малого Кавказа и некоторые особенности их состава. Изв. АН Азерб.ССР, Серия наук о Земле, 1974, № 4, с. 75-83.
- Абдуллаев Р.Н., Мустафаев Г.В., Мустафаев М.А., Алиев И.А., Шафиев Х.И., Гасанов Р.К.** Мезозойские магматические формации Малого Кавказа и связанное с ним эндогенное оруденение. АН Азерб.ССР, Баку: Элм, 1988, 160 с.
- Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б.** Эволюция активной континентальной окраины на примере альпийской истории Кавказа. Геотектоника, 1977, № 4, с. 88-103.
- Адамия Ш.А., Асанидзе Б.З., Печерский Д.М.** Геодинамика Кавказа (опыт палинспастических реконструкций). В кн.: "Проблемы геодинамики Кавказа". М.: Наука, 1982, с. 13-21.
- Акинин В.В., Миллер Э.Л.** Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Петрология, 2011, т. 19, № 3, с. 249-290.
- Афанасьева М.А., Бардина Н.Ю., Богатиков О.А. и др.** Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород. Учебник, под ред. Попова В.С. и Богатикова О.А. М.: Логос, 2001, 768 с.
- Ачикгезян С.О.** О геодинамическом развитии и металлогении Малого Кавказа в мезокайнозойе. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 5, 1985, с. 71-80.
- Белов А.А., Моссаковский А.А., Соколов С.Д., Швольман В.А.** Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса. В кн.: "Проблемы геодинамики Кавказа". М.: Наука, 1982, с. 21-30.
- Богдановский О.Г., Закариадзе Г.С., Карпенко С.Ф., Злобин С.К., Пуховская В.М., Амелин Ю.В.** Sm-Nd-возраст габброидов толеитовой серии офиолитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. Доклады АН СССР, т. 327, № 4-6, 1992, с. 566-569.
- Габриелян А.А.** Тектоническое районирование Кавказа и сопредельных частей Анатолийско-Иранского сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, № 3, 1985, с. 11-22.
- Габриелян А.А., Адамия А.И., Акопян В.Т., Арзуманян С.К., Вегуни А.Т., Саркисян О.А., Симонян Г.П.** Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Изд.: Митк, Ереван, 1968, 73 с.

- Габриелян А.А., Назаретян С.Н., Оганисян Ш.С.** Глубинные разломы территории Армении. В кн.: "Геодинамика Кавказа". М.: Наука, 1989, с. 36-45.
- Галоян К.Л., Мелконян Р.Л.** Офиолитовая ассоциация. В кн.: "Геология и минеральные ресурсы Нагорно-Карабахской Республики". Ер.: Изд. "Зангак-97", 2011, с. 99-112.
- Закариадзе Г.С., Книппер А.Л., Соболев А.В., Цамерян О.П., Дмитриев Л.В., Вишневская В.С., Колесов Г.М.** Особенности структурного положения и состава вулканических серий офиолитов Малого Кавказа. В кн.: Океанический магматизм. Эволюция, геологическая корреляция. М.: Наука, 1986, с. 218-241.
- Засеев В.Г., Абрамович И.И.** Юрско-меловая петрохимическая зональность Сомхето-Кафанской островодужной системы (Малый Кавказ). Геотектоника, 1993, № 2, с. 47-53.
- Казьмин В.Г., Сборщиков И.М., Рикун Л.Э., Зоненшайн Л.П., Булен Ж., Книппер А.Л.** Вулканические пояса-индикаторы мезозойско-кайнозойской активной окраины Евразии. В кн.: "История Океана Тетис". Москва, 1987, с. 58-74.
- Карякин Ю.В.** Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. Труды АН СССР, вып. 438, Москва, Наука, 1989, 150 с.
- Книппер А.Л., Сатян М.А., Брагин Н.Ю.** Верхнетриасовые-нижнеюрские вулканогенно-осадочные отложения Старого Зодского перевала (Закавказье). Стратиграфия и Геологическая корреляция, т. 5, № 3, 1997, с. 58-65.
- Магакян Р., Закариадзе Г.С., Дмитриев Л.В., Колесов Г.М., Коровкина Н.А.** Геохимия юрско-нижнемелового вулканического комплекса северной Армении. Вулканология и Сейсмология, № 3, 1985, с. 39-53.
- Мелконян Р.Л., Гукасян Р.Х.** К вопросу о возрасте Кохб-Шнохского интрузивного комплекса. Изв. НАН РА, Науки о Земле, № 1, 2004, с. 29-35.
- Мелконян Р.Л., Хоренян Р.А., Чибухчян З.О.** К вопросу о мезозойском магматизме Цахкунк-Зангезурской зоны Малого Кавказа. Изв. НАН РА, Науки о Земле, № 3, 2000, с. 17-29.
- Мелконян Р., Галоян К., Варданян А.** Мезо-кайнозойские гранитоидные формации. В кн.: "Геология и минеральные ресурсы Нагорно-Карабахской Республики". Ер.: Изд. "Зангак-97", 2011, с. 90-99.
- Милановский Е.Е. и Хаин В.Е.** Геологическое строение Кавказа. Издательство Московского университета, 1963, 357 с.
- Моссаковский А.А.** Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975, 320 с..
- Мошашвили А.Б.** Эволюция земной коры Куринской впадины и ее связь с проблемой Палеотетиса. В кн.: "Проблемы геодинамики Кавказа". М.: Наука, 1982, с. 64-71.
- Мурадян К.М.** Геодинамическая модель Малого Кавказа и ее прикладное значение в металлогении Армении. В сб. "Проблемы палеовулканических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием". Тезисы докл. V Всесоюз. палеовулк. симпоз. Ч.1. Киев, "Наукова думка", 1981, с. 122-123.
- Мустафаев Г.В.** Мезозойские гранитоидные формации Азербайджана и особенности их металлогении. Баку, "Элм", 1977, 234 с.
- Мустафаев М.А.** Фациальный анализ верхнеюрских вулканогенных образований Сомхето-Агдаской зоны Малого Кавказа. Изв. АН Азерб.ССР, сер. Наук о Земле, 1983, N 2, с. 39-44.
- Остроумова А.С., Центр И.Я.** Аналоги пород марианит-бонинитовой серии в юрских вулканитах Карабахского хребта (Малый Кавказ). Докл. АН СССР, 1986, т. 290, N 2, с. 441-445.
- Паффенгольц К.Н.** Геологический очерк Кавказа. Ереван, изд. АН АрмССР, 1959, 506 с.
- Хаин В.Е.** Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации. Геотектоника, 1975, № 1, с. 13-27.
- Цветков А.А.** Магматизм и геодинамика Командорско-Алеутской островной дуги. М.: Наука, 1990, 325 с.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K.** Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 1978, 1199-1212.
- Galoyan G., Rolland Y., Sosson M., Corsini M., Billo S., Verati C., Melkonyan R.** Geology, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Sevan ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): Evidence for Jurassic Back-arc opening and hot spot event between the South Armenian Block and Eurasia. *Journal of Asian Earth Sciences* 34, Issue 2, 2009, 135-153.

- Genç Ş.C., Tüysüz O.** Tectonic setting of the Jurassic bimodal magmatism in the Sakarya Zone (Central and Western Pontides), Northern Turkey: A geochemical and isotopic approach. *Lithos* 118, 2010, 95-111.
- Michard A.** Rare earth element systematic in hydrothermal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 1989, 745-750.
- Sarbas B.** Geochemistry of oceanic island-arc and active continental margin volcanic suites: some statistical evaluations and implications using the database GEOROC. American Geophysical Union, Fall Meeting 2002, abstract, #V62B-1401.
- Sun S.S. and McDonough W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saurer A.D., Norry M.J. (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*, Geol. Soc. London, Spec. Publ. 42, 1989, 313-345.
- Taylor S.R., McLennan S.M.** The continental crust: its composition and evolution. Blackwell. 1985, 312 p.
- White W.M. and Patchett J.** Hf-Nd-Sr isotopes and incompatible element abundances in island arcs – Implications for magma origins and crust-mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 67(2), 1984, 167-185.

ՍՈՄԽԵԹԱ-ՂԱՐԱԲԱՂԻ ՏԵՐԵՑՆԻ ՂԱՐԱԲԱՂԻ ՄԵԳՄԵՆՏԻ ՅՈՒՐԱՅԻ ՄԱԳՄԱՏԻՏՆԵՐԻ ՊԵՏՐՈԼՈԳԻԱՅԻ ԵՎ ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱՅԻ ՄԱՍԻՆ

Ղ.Լ. Գալոյան, Ռ.Լ. Մելքոնյան, Ս.-Լ. Զունգ, Ռ.Հ. Խոբեյան, Լ.Ս.
Աթայան, Զ.-Հ. Հյունգ, Ս.Վ. Ամիրադյան

Ամփոփում

Հոդվածում բերվում են պետրոլոգաերկրաքիմիական նոր տվյալներ Սոմխեթա-Ղարաբաղի տերեյնի մաս կազմող Ղարաբաղի սեզմենտի յուրայի հասակի մագմատիկ ապարների վերաբերյալ: Պարզվել է, որ դրանք պատկանում են ենթակալային (տոլեիտային և հիմնականում կրա-ալկալային) սերիային, որոնք ներկայացված են երկու տարահասակ (ստորին(?) -միջին ու վերին յուրա) և տարատեսակ մագմատիկ համալիրներով: Ելնելով երկրաքիմիական պարամետրերից (մասնավորապես LILE և LREE հարստացումը HFSE նկատմամբ), հատկապես Nb, Ta և Ti ընդգծված բացասական անոմալիաներով, դրանք արտահայտում են ընդգծված սուբդուկցիոն կնիք, որը պայմանավորված է նախորդած և/կամ միաժամանակյա սուբդուկցիոն երևույթներով կոզադեդային իրավիճակում: Սույն մագմատիկ համալիրների երկրաքիմիական բնույթը մատնանշում է մագմատիզմի տարբեր աղբյուրները վաղ(?) -միջին և ուշ յուրայի ժամանակահատվածներում: Ուսումնասիրված հատուկ ենտ մաֆիկ ապարները ենթադրաբար գոյացել են աղքատ մանթիական աղբյուրի մասնակի հալումից, որը ներկայացված է եղել հավանաբար սպինելային լեքցոլիտներով: Պլագիոգրանիտները գոյացել են բազալտ-անդեզիտային կազմի հալոցքի ֆրակցիոն բյուրեղացումից:

**TO THE PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF JURASSIC
ISLAND-ARC MAGMATICS OF THE KARABAGH SEGMENT OF
THE SOMKHETO-KARABAGH TERRAIN**

**Gh.L. Galoyan, R.L. Melkonyan, S.-L. Chung, R.H. Khorenyan,
L.S. Atayan, C.-H. Hung, S.V. Amiraghyan**

Abstract

The new petrologic-geochemical data about the Jurassic magmatic formations of the Karabagh segment of the Somkheto-Karabagh terrain are brought in this paper. It is established that they are related to a subalkaline series (tholeiitic and, mainly, calc-alkaline) and are presented by two magmatic complexes of different ages (the Lower(?)–Middle Jurassic and the Upper Jurassic) and of different types. The geochemical nature of studied magmatics, in particular, their enrichment in LILE and LREE relative to HFSE, the clear negative anomalies in Nb, Ta and Ti are peculiar for island-arc magmatism and reflect subduction mechanism of their formation. Different sources of the Lower(?)–Middle Jurassic and the Upper Jurassic magmatism are assumed according to the geochemical characteristics of the studied magmatics. The investigated rare mafic rocks were formed probably during the partial melting of the depleted mantle source, consisting of spinel lherzolites. Plagiogranites were formed as a result of the fractional crystallisation of the melt of basalt-andesite composition.