Известия НАН РА, Науки о Земле, 2015, 68, № 1, 22-46

ПЛАТО-БАЗАЛЬТОВОЫЙ ВУЛКАНИЗМ В ЗОНАХ КОЛЛИЗИИ: ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ СЕВЕРНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРМЕНИИ

© 2015 г. Х.Б. Меликсетян

Институт Геологических наук Национальной Академии Наук Армении Армения, Ереван 0019, пр. М. Баграмяна 24а., e-mail: km@geology.am Поступила в редакцию 25.01.2015

Возвышенное орогенное плато в пределах Армянского нагорья и СЗ Ирана сформировалось в пост-среднемиоценовое время вследствие коллизии Аравии и Евразии и последующим отрывом слэба Нео-Тетиса вдоль Битлис-Загросской сутуры в пределах ~15-10 Ма на фоне продолжающегося сближения плит и сжатия коры. Начиная с указанного времени в пределах Армянского нагорья, Ирана, Малого Кавказа и Анатолии наблюдается мантийный магматизм, часто проявляющийся в сотнях километрах от Битлис-Загросской сутуры. В данной работе обсуждаются новые геохимические и Sr-Nd-Pb-Hf изотопные данные для долеритовых трахибазальтов и базальтовых трахиандезитов плиоцен-плейстоценового возраста. Результаты исследования показывают, что указанные серии сформировались при <5% плавлении шпинелевых фаций литосферного мантийного источника модифицированного субдукцией. Отмечаются незначительные геохимические и изотопные свидетельства контаминации региональной Мезозойско-Палеогеновой островодужной корой или континентальной корой Южно-Армянского блока. Показано, что новейший плато-базальтовый («долеритовый») вулканизм северной и центральной Армении может быть связан не только с отрывом южного слэба Нео-Тетиса в миоцене, но и с возможным одновременными отрывом Понтийского слэба (северного фрагмента Нео-Тетиса), вследствие которого мог произойти подъем астеносферы на большей территории. Показано, что механизм локальной астеносферной конвекции может являться триггером плавления обогащенного субдукционным компонентом литосферного мантийного источника. Масштабное расслоение мантийной литосферы (delamination of mantle lithosphere) может быть исключено из возможных петрогенетических механизмов коллизионного магматизма вследствие малых и средних степеней плавления, отсутствия астеносферных компонентов в магмах и ограниченного взаимодействия базальтоидных магм с корой. В статье показано, что коллизионные магмы с резким обогащением несовместимыми элементами представляют собой довольно существенный и недооцененный ювенильный вклад в формирование континентальной коры.

Введение

Орогенные возвышенные плато, такие как Анатолийско-Армяно-Иранское, Тибетское в центральной и южной Азии и Альтиплано в Боливии в том числе, обычно формируются в зонах континентальной коллизии и в пределах активных континентальных окраин. Данная статья ставит цель показать, почему такие плато являются местом широкого распространения интенсивного базальтоидного вулканизма, проявляющегося вследствие плавления астеносферного или литосферного мантийного источника. Такой магматизм в зонах коллизии назван посторогенным (Turneretal., 1992), поскольку имеет место после начальной коллизии и утолщения коры. Для простоты целесообразно называть такие магматические расплавы коллизионными магмами. При сравнении с срединно-океаническими хребтами, островными дугами и внутриплитными (океаническими и континентальными) обстановками, источники и причины вызывающие частичное плавление и формирующие коллизионные магмы основного состава являются во многом энигматичными и дискуссионными. Основными механизмами формирования коллизионного магматизма, описанными в последние годы, являются разрыв (break-off) субдуцированной океанической плиты (Davies and von Blanckenburg, 1995; Keskin, 2003), расслоение (delamination) и истончение (thinning) литосферной мантии под перекрывающей (over-riding) плитой (Pearce et al., 1990; Turner et al., 1992; Kay and Kay, 1993).

Оба указанных процесса приводят к подъему горячей астеносферы и декомпрессионному плавлению мантии и коры. Kaislaniemi et al. (2014) продемонстрировали, что мелкомасштабная конвекция (small-scale convection) в локальных ячейках астеносферы может привести к произвольному отслаиванию (деламинации) литосферной мантии в пределах десятков или сотен километров. Такого рода ячейки могут сохраняться настолько долго, пока верхняя мантия гидратирована в пределах нескольких сотен ррт. Такое количество воды может содержаться в мантии в зонах коллизии (Allen et al., 2013), где еще относительно недавно происходили субдукционные процессы. Показано, что подобная мелкомасштабная конвекция может быть триггером частичного плавления наиболее легкоплавких астеносферных и литосферных компонентов (Elkins-Tanton, 2007). Предполагается, что подобная модель может объяснить широкую пространственную распространенность, большой объем и продолжительность коллизионного магматизма во времени, особенно когда вулканизм проявлен в сотнях километров от шовной зоны и предполагаемой зоны разрыва слэба (slab break-off). Безусловно, подобные модели коллизионного вулканизма нуждаются в подтверждении и проверке посредством геофизических, геохимических и геохронологических исследований.

Исследованные образцы в своем большинстве относятся к т.н. «долеритовым базальтам», сформировавшим вулканические плато в южной Грузии, северной и центральной Армении, извержения которых отнесены большинством авторов к трещинному типу (Схиртладзе, 1958; Ширинян, 1985; Джрбашян и др. 1996). Выбор объекта исследования обусловлен, помимо близкого к первичному, основным составам указанных серий, также хорошей обнаженностью протяженных последовательных лавовых потоков в каньонах рек, прорезающих базальтовые плато, что позволяет опробовать и исследовать геохимию отдельных потоков в хронологическом порядке.

По характеру и механизму извержений (быстрый подъем и трещинные извержения) большого объема слабо-дифференцированных текучих магм

основного состава, заполнивших существовавшие речные долины, образование протяженных, параллельных лавовых потоков и больших лавовых плато, мощностью, до 350 м., «долеритовый» магматизм южного Кавказа имеет ряд параллелей с континентальными плато-базальтами (continental flood basalts, CFB) (Джрбашян и др., 1996; Sheth et al., 2015). При этом, безусловно, имеются кардинальные различия в механизме генерации магм и меньшем их объеме (~2250 км.³) по сравнению с типичными континентально-плато-базальтовыми провинциями Земли, такими как плато Декан, Колумбия Ривер и др. Образование "долеритов" может быть связано с генерацией большого объема мантийных магм, а подъем и извержение могло контролироваться тектоническими структурами типа pullарагt, или транстенционными разломами (transtentional faults, Sheth et al., 2015).

В данной статье приводится современный подход к проблеме генерации базальтоидных магм в зонах коллизии, обсуждаются геохимические и изотопные (Sr, Nd, Pb, Hf) данные по плиоцен-четвертичному базальтоидному вулканизму Армении. На основе этих данных сделана попытка выяснить, применимы ли такие модели коллизионного вулканизма, как отрыв слэба и полномасштабная литосферная деламинация, широко применяемые как модели для коллизионного вулканизма восточной Турции (Keskin et al., 2003) и Армении (Neill et al., 2013). Геохимические и изотопные данные используются для выявления мантийного источника, коровой контаминации и степени частичного плавления при образовании «долеритовых» магм. Эта информация служит ключом к пониманию геодинамических процессов, ответственных за частичное плавление и образование коллизионных магм территории Армении.

Геология региона и геодинамика

Анатолийско-Армянско-Иранское возвышенное плато сформировалось в результате коллизии Аравии и Евразии в позднем олигоцене-раннем миоцене и break-off слэба южного Тетиса (Keskin, 2003: Allenand Armstrong, 2008; Zor, 2008; van Hunen and Allen, 2011; Mc Quarrie and van Hinsbergen, 2013). Плато занимает около 1.5x10⁶км² на территориях Анатолии, Армянского нагорья, Грузии и Иранского нагорья. В настоящее время сжатие вследствие продолжающегося движения Аравии на север сосредоточено на периферии орогенного плато в пределах Загроса, Большого Кавказа, Эльбурса и Копет-Дага, в то время как внутренняя часть Армяно-Иранского орогенного плато, возвышеная на ~1-2 км над уровнем моря, подвержена внутренним деформациям вдоль сдвиговых разломов с величинами ≤2 мм/год (Karakhanian et al., 2013). Фундамент плато гетерогенный состоит из фрагментов до-мезозойских континентов, мезозойских и кайнозойских вулканических дуг океана Тетис, обдуцированных фрагментов офиолитов, а также отложений восточно-анатолийского аккреционного комплекса (East Anatolian Accretionary Complex (EAAC) (Şengör, 1990). Помимо отрыва слэба южного Нео-Тетиса в миоцене предполагается, что отрыв северного слэба Нео-Тетиса (Понтийского) произошел в эоцене (Keskin et al., 2008). В то же время по анализу сейсмических данных предполагается более молодой миоценовый возраст отрыва Понтийского слэба (Skolbeltsyn et al. 2014). Если подобная модель применима, то она может означать практически одновременный процесс отрыва слэба на юге (Битлис) и севере (Понтиды). Как будет показано в дальнейшем, возможно оба этих процесса могли оказать влияние на генерацию коллизионных магм в пределах Анатолийско-Армянско-Иранского плато.

Множество вулканических центров, варьирующих по составу от основных до кислых, сформировались в зоне коллизии Аравии и Евразии, при этом отмечается случайное временное и пространственное распространение кластеров вулканизма. Геохимические данные показывают, что для многих основных магм, за исключением таковых в южной части Армянского нагорья (Муш, Немрут), не обнаруживаются признаки масштабного взаимодействия магм с корой и допускается, что магмы происходят из литосферных, а не астеносферных мантийных источников (Allen et al., 2013; Neill et al., 2013).

Территория Армении представляет собой идеальный полигон для изучения коллизионного магматизма, не в последней степени потому, что имеется множество хорошо обнаженных вулканических центров с большим объемом мафических лав мантийного происхождения. Западная и юго-западная части Армении (Южно-Армянский блок) представляют собой фрагмент Гондванского континента, в то время как северо-восточная и восточная части – является частью региональной Мезозойской островодужной системы (Сомхето-Карабахская дуга или Малокавказская островная дуга, МОД), смыкающейся с Понтийской ОД в Турции (Лордкипанидзе, 1980, Lordkipanidze et al., 1989).

Появившиеся в литературе современные данные по изотопному датированию магматических комплексов Капанского сегмента МОД подтверждают более ранние данные об отнесении мезозойского магматизма к двум главным эпизодам: среднеюрскому (~165 Ма) и верхнеюрскомунижнемеловому (Mederer et al., 2013). В верхнем мелу вулканизм проявлен в рифтогенных структурах и несет выраженные внутриплитные геохимические характеристики (Мнацаканян, 1981; Меликсетян, 2000; Джрбашян, 1996; Nikogosian et al., 2014).

Кайнозойская северо-направленная субдукция южного Нео-Тетиса продолжалась к югу от Армении до ранней коллизии Аравии и Евразии вдоль Загросской сутуры, при этом данные о возрасте первоначальной коллизии разнятся интервалом от позднего эоцена (Allen and Armstrong, 2008) – до раннего миоцена (McQuarrie & van Hinsbergen, 2013).

В пределах Армении основной объем поздне коллизионного вулканизма, покрывающего более 1/3 территории Армении, приходится на плиоцен-четвертичное время (<5.3 Ма). Проявлены различные типы извержений от трещинных излияний плато-базальтов и извержений центрального типа из стратовулканов (Джрбашян и др., 1996), включая сильноэксплозивные плинианские извержения и связанные с ними игнимбриты (Меликсетян, 2012), до стромболианских извержений сотен шлаковых конусов, которые образуют большие вулканические нагорья (Джрбашян и др., 2012). По составу лавы варьируют от базанитов, тефритов, щелочных базальтов до риолитов, при этом содержания щелочей также изменяются в довольно широких пределах (Меликсетян, 2012; Meliksetian, 2013; Карапетян и др. 2009; Neill et al., 2013).

Проявления плато-базальтового вулканизма (обычно в армянской и грузинской геологической литературе именуемыми «долеритовыми базальтами или долеритами», или «долинными потоками» (valley filling flows) по Neill et al., 2013; «базальтовыми реками», по Lebedev et al., (2008a, 2008b) известны в пределах Джавахетского плато в южной Грузии, в северной Армении (бассейны рек Ахурян, Дзорагет, Лорийское плато), в пределах центральной Армении: в бассейне оз. Севан и в пределах Котайкского плато, а также на Карсском плато в Турции (Гукасян, 1976; Meliksetian et al., 2014, Sheth et al., 2015). Длина потоков часто превышает несколько десятков километров, а мощности их достигают 350 м. (Харазян, 1983, Гукасян, 1976). Правомерность называть указанный магматизм плато-базальтовым исходит из следующих факторов: излияния лав имеют, по всей видимости, трещинный характер, (Схирладзе, 1958, Харазян, 1983, Гукасян, 1970, 1976; Джрабшян и др., 1996), огромный объем лав (не менее 2250 км³в пределах Армении, Грузии, Карсского плато, Sheth et al., 2015), образующих параллельные последовательности десятков текучих лавовых потоков извергавшихся в относительно короткий промежуток времени (3.25-2.05 Ma, Lebedev et al., 2008a, 2008b), типичен именно для плато-базальтовых провинций (Колумбия Ривер, плато Декан, Алтос де Джалиско и др.). Текстурные особенности и строение лавовых потоков долеритовых базальтов также обнаруживают черты, сходные с таковым других плато-базальтовых провинций Земли (Sheth et al., 2015).

Исследованные образцы и их возраст

Для указанной работы были использованы геохимические и изотопные данные по 33-м новым образцам из каньонов рек Дебед и Раздан, Котайкского плато, а также долериты района с.Паракар; использованы также наши данные по плато-базальтам северной Армении опубликованные ранее (Neill et al., 2013). В университете Дархема (Великобритания), в рамках совместного исследовательского проекта эти образцы были проанализированы на главные и редкие элементы, а также изотопы Sr-Nd-Pb-Hf. Возраст указанных базальтов находится в диапазоне от верхнего плиоцена до нижнего плейстоцена согласно геологическим данным (Харазян, 1983) и данным K-Ar датирования долеритовых базальтов бассейна р.Ахурян равным 2.5 Ma (Chernishev et al., 2002), долеритов ущ. р.Раздан (2.47±0.17 Ma, Балог и др.,1990); долеритовый базальт района с.Паракар был датирован методом Ar-Ar в университете Утрехта (Нидерланды) и получен возраст 2.37 ± 0.03 Ma (Neill et al., 2015 в печати). Для данной работы были проанализированы также образцы более молодого Разданского потока (ущ. р.Раздан, столбчатые базальты возле тоннеля у детской железной дороги в Ереване), возраст которого соответствует ~150-160 Ка (конец среднего плейстоцена по археологическим данным (Карапетян, 1978) и Гарнийский поток (ущ. реки Азат возле античного храма Гарни) по возрасту также соответствующий среднему плейстоцену (Харазян, 2005), а верхняя граница возраста ограничена возрастом перекрывающего андезитового потока для которого получены возраста 0.166 \pm 0.037 и 0.171 \pm 0.030 Ma (Балог и др., 1990). Как возможный коровый контаминант опробован и проанализирован на главные, редкие элементы и изотопы Sr, Nd, Pb,Hf также палеотипный дацит верхнеюрского-нижнемелового островодужного комплекса МОД возле с. Ахпат (обр.L 3.2).

Детальная петрография образцов выходит за рамки целей данной работы, лишь отметим, что для всех плато-базальтов характерна долеритовая или суб-офитовая структура с полнокристаллической основной массой и с фенокристами зонального плагиоклаза, клинопироксена и оливина.

Аналитические методики исследования

Анализ на главные элементы произведен рентгено-флюоресцентным методом на спектрометре PA Nalytical Axios Advanced X-ray Fluorescence в университете Лейчестера, (Великобритания). Редкие элементы проанализированы методом ICP-MS (масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой) в Центре геохимии университета Дархема. Качество аналитических определений контролировалось параллельными анализами сертифицированного стандарта W2 и многочисленными повторными анализами дубликатов образцов. Полученные стандартные отклонения по переходным металлам, элементам с большим ионным радиусом (LILE), высокозарядным элементам (HFSE) и редкоземельным элементам (REE) не превышают 10%, но для большинства элементов составляют 3-5%.

Изотопы стронция, неодимия, гафния и свинца были проанализированы при помощи мультколлекторного масс-спектрометра Thermo Neptune ICP-MS с использованием стандартов NBS987, J&M, JMC475 и NBS981 соответственно. Исходя из требований данного журнала к объему статьи не представляется возможным опубликование всех 33 новых анализов, поэтому в таблице 1 представлены 14 представительных составов изученных пород, а в таблице 2 изотопные отношения⁸⁶Sr/⁸⁷Sr, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb и ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf.

Таблица 1

Представительные составы главных и редких элементов в проанализированных образцах.

Образец	S14.5	S19.1	S26.2	S28.1	S29.1	L8.5	L8.7	L8.9	Y2.3	Y5.1	Y7.1	Y8.1	Y9.1	L3.2
Широта	41.0407	41.0658	40.9119	41.0802	41.0548	41.0947	41.0947	41.0944	40.1867	40.3066	40.2503	40.1873	40.1721	41.0870
Долгота	44.9481	43.6578	43.8614	44.3091	44.3395	44.6871	44.6862	44.6851	44.4980	44.5902	44.6457	44.6139	44.3858	44.7056
SiO ₂	53.21	52.33	52.24	51.45	51.03	51.02	50.58	51.05	50.27	51.77	51.04	51.69	50.63	67.15
TiO ₂	1.25	1.40	1.71	1.51	1.56	1.52	1.50	1.48	1.60	1.73	1.34	1.02	1.61	0.38
Al ₂ O ₃	16.59	16.96	16.96	16.92	16.91	16.56	16.86	16.42	17.25	17.01	16.55	14.55	17.31	10.67
Fe ₂ O ₃	9.03	9.27	10.43	10.16	10.52	9.68	9.80	9.54	10.13	9.35	9.41	8.04	10.14	4.49
MnO	0.147	0.148	0.159	0.176	0.169	0.148	0.153	0.152	0.15	0.15	0.16	0.13	0.15	0.07
MgO	5.94	5.98	4.72	5.83	5.75	6.33	6.75	6.55	6.08	3.70	6.06	8.80	6.01	0.84
CaO	8.37	8.75	8.40	8.87	9.00	8.89	9.07	8.68	8.98	7.33	9.10	9.20	8.87	1.85
Na ₂ O	3.96	4.18	4.34	4.06	4.01	4.10	3.97	4.11	4.15	5.04	3.88	3.64	4.09	2.92
K ₂ O	1.480	1.189	1.191	1.196	1.180	1.086	0.971	1.201	0.99	2.15	1.31	2.07	1.00	0.88
P ₂ O ₅	0.481	0.441	0.455	0.441	0.402	0.401	0.374	0.447	0.39	0.74	0.39	0.67	0.39	0.06
п.п.п.	-0.30	-0.14	-0.09	0.05	-0.14	-0.02	-0.31	0.14	-0.08	-0.13	0.60	0.08	-0.54	3.16
Total	100.16	100.52	100.56	100.67	100.40	99.75	99.76	99.77	100.03	98.83	99.84	99.88	99.66	92.46
Sc	23	19	22	22	22	20	22	21	22	19	19	19	21	-
V	179	164	188	185	184	154	159	158	164	213	161	159	158	-
Cr	162	161	131	153	129	129	137	142	132	11	155	401	119	-
Co	33	36	35	41	42	43	43	38	37	25	37	35	35	-
Ni	114	114	65	106	102	107	107	99	70	10	127	247	63	-
Cu	44	40	35	44	48	88	44	49	45	28	40	57	43	-
Rb	22.5	14.1	17.9	21.4	21.0	13.8	9.9	15.6	16.1	26.3	19.6	42.4	16.2	18.8
Sr	671	617	555	640	566	527	546	525	603	967	595	1205	603	77
Ba	452	356	288	334	312	288	279	319	295	787	509	1096	307	100
Y	27.1	27.6	31.7	30.3	30.4	29.2	28.8	29.7	29.9	32.5	26.2	22.1	31.0	45.9
Zr	181	182	209	195	198	169	178	174	186	211	164	137	190	137
Hf	4.0	3.9	4.2	3.8	3.9	3.9	4.0	3.9	4.0	4.7	3.6	3.1	4.1	4.0
Nb	15.6	14.0	12.7	14.2	13.4	12.9	11.8	15.4	12.2	21.6	14.7	19.0	12.5	5.2
Та	0.8	0.8	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.8	0.6	1.0	0.7	0.8	0.7	0.3
La	35	28	21	24	20	24	22	26	24	58	30	53	24	12
Ce	66	51	43	47	42	47	44	51	48	109	57	99	48	27
Pr	8.5	6.9	6.3	6.6	6.0	6.2	5.9	6.7	6.5	13.9	7.4	12.9	6.7	4.1
Nd	31.3	26.8	25.1	26.0	23.9	25.0	23.9	26.5	26.0	51.3	27.7	46.7	27.4	18.6
Sm	5.9	5.3	5.4	5.4	5.2	5.3	5.1	5.4	5.6	8.6	5.4	7.6	5.8	5.1
Eu	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.7	1.8	2.5	1.7	2.0	1.9	1.1
Gd	5.7	5.6	5.9	5.7	5.7	5.4	5.3	5.6	6.1	8.3	5.7	6.8	6.3	5.8
Tb	0.9	0.8	0.9	0.8	0.9	0.8	0.8	0.8	0.9	1.1	0.8	0.8	0.9	1.1
Dy	4.9	4.9	5.3	5.0	5.1	5.0	4.9	5.0	5.4	5.9	4.7	4.2	5.4	7.1
Ho	1.0	1.0	1.1	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.1	1.1	0.9	0.8	1.1	1.6
Er	2.7	2.7	2.9	2.7	2.8	2.7	2.7	2.7	2.9	3.1	2.5	2.0	3.0	4.5
Tm	0.4	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.4	0.3	0.5	0.8
Yb	2.6	2.7	2.9	2.7	2.8	2.7	2.7	2.7	2.8	2.9	2.4	1.9	3.0	4.9
Lu	0.4	0.4	0.5	0.4	0.5	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.4	0.3	0.5	0.8
Pb	6.6	5.4	4.3	4.6	4.7	4.9	4.1	5.9	4.0	9.0	5.0	8.6	4.1	1.9
Th	3.8	3.0	2.8	2.6	2.6	2.6	2.3	2.8	2.3	4.3	3.5	6.7	2.4	2.6
U	0.9	0.3	0.3	0.8	0.6	0.5	0.6	1.0	0.7	0.6	0.6	1.4	0.5	0.9

Примечания к таблице 1

Образцы: S14.5 - поток долеритовых базальтов в ущелье р.Дзорагет, (Ширак);S19.1-поток долеритовых базальтов возле с.Пагакн, к С от с.Амасия, (Ширак); S26.2 - 3-ий снизу поток долеритовых базальтов в ущ. р.Ахурян, к югу от с. Амасия, (Ширак); S28.1 - верхний поток долеритовых базальтов в ущ. р.Ташир, (Лори). S29 - Нижний поток долеритовых базальтов, (Лори); L8.5 ущ. р. Дебед, 5-ый снизу поток долеритовых базальтов, (Лори); L8.7 ущ. р. Дебед, 7-ый снизу поток долеритовых базальтов, (Лори); L8.7 ущ. р. Дебед, 7-ый снизу поток долеритовых базальтов, (Лори); L8.7 ущ. р. Дебед, 7-ый снизу поток долеритовых базальтов, (Лори); L8.7 ущ. р. Дебед, 7-ый снизу поток долеритовых базальтов, (Лори); L8.7 ущ. р. Дебед, к востоку от г.Алаверди, (Лори); Y2.3. Разрез долеритовых базальтов в ущ. р.Дебед, к востоку от г.Алаверди, (Дори); Y2.3. Разрез долеритовых базальтов на склоне холма Цицернакаберд, ущ. р.Раздан, (Ереван); Y5.1 трахибазальтовый андезит, ущелье р. Раздан в районе с.Нор Ачн (Котайк); Y7.1 долеритовый базальтов в зальтовый поток возле дороги, между селами Джрвеж и Дзорахпюр (Котайк); Y9.1 долеритовый базальт, возле села Паракар (юз от Еревана); L3.2 палеотипный дацит из субвулканического тела верхнеюрского-нижнемелового возраста возле с. Алатат (Лори).

Таблица 2

	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	εNd	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	εHf	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb				
Ширак, СЗ Армения (в.плиоцен-н.плейстоцен)												
S14.5	0.704326	0.512831	+3.76	0.283043	+9.58	18.9922	15.6272	38.9939				
S19.1	0.704165	0.512864	+4.41	0.283054	+9.97	18.9175	15.6225	38.903				
S26.2	0.704134	0.512862	+4.37	0.283041	+9.51	18.9696	15.6246	38.9549				
S28.1	0.704206	0.512845	+4.04	0.28304	+9.47	19.0135	15.6287	38.985				
S29.1	0.704145	0.512857	+4.27	0.283035	+9.29	19.0476	15.6311	39.0087				
Лори, СВ Армения (в.плиоцен-н.плейстоцен)												
L8.5	0.704136	0.512877	+4.66	0.283041	+9.52	18.9354	15.6251	38.9136				
L8.7	0.704163	0.512884	+4.8	0.283051	+9.86	19.0079	15.6302	38.9842				
L8.9	0.704197	0.512874	+4.6	0.283055	+10	18.9484	15.6248	38.9213				
Ереван, Котайкское плато (в.плиоцен- плейстоцен)												
Y2.3	0.70408	0.512882	+4.76	0.283052	+9.9	19.0247	15.6172	38.9854				
Y5.1	0.704246	0.512845	+4.03	0.28303	+9.12	18.9248	15.6126	38.9288				
Y7.1	0.704346	0.512864	+4.41	0.283046	+9.68	19.1182	15.6325	39.0875				
Y8.1	0.704768	0.512807	+3.29	0.283018	+8.69	19.1137	15.6521	39.1446				
¥9.1	0.704044	0.512886	+4.83	0.28305	+9.82	19.0396	15.618	39.0046				
Палеотипный дацит, Ахпат, Мезозойская ОД (в.юра-н.мел)												
L3.2	0.708058	0.512869	+4.5	0.283084	+11.03	19.1633	15.6516	39.1716				

Изотопы стронция, неодимия, гафния и свинца некоторых проанализированных образцов

Геохимия и изотопия плато-базальтов Армении

Главные элементы. Большинство образцов «долеритов» из северной Армении, из разреза у детской железной дороги в г. Ереване, из ущелья р.Раздан, а также из окрестностей с. Паракар соответствуют трахибазальтами и трахибазальтовым андезитами с 49-54 wt.% SiO₂. (рис. 1а). Магнезиальность пород -7-4 wt.% MgO. Другие лавы из пределов Котайкского плато и ущ. р.Азат демонстрируют большие вариации магнезиальности – 5-9 wt.% MgO. Все породы обогащены натрием относительно калия, хотя Na₂O/K₂O варьирует в широких пределах - 1.8-4.5. Лавы северной Армении по содержанию калия классифицируются как средне-калиевые

(medium-K), при этом часть приереванских плейстоценовых лав имеют повышенные, близкие к шошонитовым, содержания калия (рис.1б).



Рис.1. а) Диаграмма Na₂O-K₂O – SiO₂ (TAS по Le Bas et al., 1986). Условные обозначения: Разделение alkaline/sub-alkaline по (Igneous Petrology, 2001). б) диаграмма K₂O - SiO₂ (по Peccerillo &Taylor, 1976).

Редкие элементы. Для удобства плато-базальты северной Армении и долерит-базальтовые потоки ущ. р.Раздан будут называться долеритовыми базальтами, в понимании собственно плато-базальтов, а более молодые, Разданский и Гарнийский потоки и лавы Котайкского плато – лавами группы ЕГК.

Содержания переходных металлов в исследуемых породах в целом ниже, чем в наиболее примитивных базальтах. Содержания Sc – 13-23 г/т, Ni 10-250 г/т (обычно ~100 г/т), Cr 12 - 400 г/т (обычно ~140 г/т). Наибольшие вариации характерны для образцов Котайкского плато, долериты северной Армении и каньона р. Раздан демонстрируют меньший разброс содержаний переходных металлов по сравнению с лавами группы ЕГК. Содержания LILE элементов в долеритовых базальтах следующие: Sr около 500-600 г/т, и Ва 300-400 г/т, а в лавах ЕГК: Sr – от 600-1200 г/т, Ва 300-1100 г/т. Долеритовые базальты демонстрируют практически идентичные спектры распределения РЗЭ (рис. 2а-в), для них характерен средний уровень обогащения РЗЭ, La/YbN = 4-9. Образцы лав группы ЕГК (рис. 2г), имеют более широкий диапазон составов РЗЭ – и более крутой наклон спектров по сравнению с долеритовыми лавами. Концентрации La превышают хондритовые в 100-280 раз, (La/Yb)_N = 6-21. На спайдер диаграммах нормализованных к примитивной мантии (рис. За-г) все образцы показывают обогащение LILE- Ва, Sr и Th и легкими РЗЭ, но для долеритовых лав эти особенности проявлены в меньшей степени. Касаясь HFS элементов - Nb, Ta и Ti демонстрируют отрицательные, а Zr - положительные аномалии. Отношения Zr/Hf - 43-51 значительно выше, чем хондритовое значение ~34.3 (Anders, Grevesse, 1989).



Рис. 2. Диаграммы распределения содержаний РЗЭ в исследованных мафических лавах нормированное к хондриту (Anders&Grevesse, 1989) для долеритов Лори (а); Ширака (б); Еревана (в) и (г) базальтовых-трахиандезитов Котайка и Гарни.



Рис. 3. Спайдер диаграммы для исследованных мафических лавах по регионам, нормированные к составу примитивной мантии по (Sun & McDonough, 1989). Обсуждение см. в тексте.

Радиогенные изотопы. Изученные мафические лавы показывают ограниченный диапазон вариаций (рис.–4а-е), средние значения следующие: 87 Sr/ 86 S =0.7042±0.0003; ϵ Nd=+4.40±0.95; ϵ Hf=9.57±0.75; 206 Pb/ 204 Pb=18.98 ±0.20; 207 Pb/ 204 Pb=15.63±0.02; 208 Pb/ 204 Pb=38.97±0.19.

По Sr-Nd изотопии образцы находятся в пределах мантийного поля (рис. 4а) и деплетированы по сравнению с средним составом Земли (Bulk Earth). Аналогично другим мафическим лавам Карсского плато, вулкана Арарат и южной Грузии. Некоторые изученные образцы показывают незначительно повышенные ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и пониженные ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в сравнении с остальными и демонстрируют сходство с породами палеогеновых и мезозойских дуг региона. Nd-Hf изотопная систематика показывает, что точки составов образцов расположены выше Земного диапазона составов (Terrestrial Array), (рис. 4б). В литературе имеются данные по изотопам Hf из других регионов Анатолийско-Армянско-Иранского плато, в сравнении с которыми изученные образцы демонстрируют большую радиогенность.



Рис. 4. Диаграммы зависимости радиогенных изотопов в исследованных мафических лавах Армении. В приведенных на диаграммах для до-плиоценовых образцов приводятся измеренные изотопные отношения, поскольку они рассматриваются как потенциальные контаминанты молодых коллизионных магм; а) диаграмма ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd - ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, мезозойские-палеогеновые изотопные отношения Капанского субдукционного магматизма даны по Mederer et al. (2013). Поле мантийных составов (Mantle Array) и (Bulk Earth) даны по Workman & Hart, (2005); б) диаграмма єNd - єНf. ЕМІІ по Nowelletal. (1998). Земной диапазон составов (Terrestrial Array) и средний состав Земли (Bulk Earth) по Chauvl et al. (2008). Образцы вулкана Сарай (оз. Урмия) по Pang et al. (2013), лавы региона Кучан в CB Иране по Kheirkhah et al. (2015); в-г) диаграммы ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb - ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb -²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb состав MORB Индийского океана и реперной линии северного полушария (Northern Hemisphere Reference Line, NHRL) по Ingle et al. (2002); д) диаграмма ²⁰⁸Pb/²⁰⁶Pb -²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb, с указанием компонента HIMU, мантийные компоненты (endmembers) на диаграммах в-д, даны по Saal et al. (2005); e) начальные изотопные отношения свинца юрских, меловых и палеогеновых островодужных образцов Капанского блока по (Mederer et al., 2013), использованные для оценки изотопного состава Армянской литосферной мантии во время островодужного магматизма. Изотопный состав островодужной мантии был пересчитан на время формирования плато-базальтового вулканизма с использованием концентраций U-Pb-Th в метосоматизированной мантии по (Ionov et al., 2002) и констант скорости радиоактивного распада урана и тория по Steiger & Jager, 1977.

По изотопии свинца на соответствующих диаграммах (рис. 4в, г, д) изученные образцы расположены выше реперной линии северного полушария (Northern Hemisphere Reference Line, NHRL) вблизи компонента EMII в верхней части составов индийских MORB. В то же время образцы имеют повышенные 208 Pb/ 206 Pb, чем компонент EMII и значительно более низкие 87 Sr/ 86 Sr отношения и не образуют тренда в сторону указанного мантийного компонента (рис. 4а). В целом, изученные лавы показывают вариации изотопов свинца субпараллельные NHRL.

Многие образцы Мезозойской и Палеогеновой вулканических дуг Капанского блока проанализированные (Mederer et al., 2013; рис. 4а) показывают близкие с плиоцен-четвертичными плато-базальтами Nd-Sr изотопные характеристики, но юрско-нижнемеловые серии имеют тренд в сторону повышения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, при этом ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd отношения, которые менее мобильны во флюидах, не показывают значимых вариаций. Можно предположить, что мезозойские лавы были подвержены изменению в результате взаимодействия лав с морской водой. Юрско-нижнемеловой палеотипный дацит (образец L3.2), демонстрирует незначительно более высокие єНf и сходные єNd в сравнении с долеритовыми базальтами (рис. 4б).

Обсуждение результатов

Коровая контаминация Армянских коллизионных лав. Идентификация коровой контаминации в проанализированных мафических лавах по изотопии Sr and Nd несколько затруднена, поскольку большая часть континентальной коры территории северной Армении содержит мезозойские и палеогеновые островодужные породы, с обедненными Nd-Sr изотопными характеристиками. Изотопная характеристика Nd, Pb, Hf для пород Южно-Армянского блока отсутствует; в литературе известны только повышенные Sr изотопные отношения (Меликсетян и др., 1992; Агамалян, 2000). Наши данные показывают незначительные вариации изотопов Sr-Nd (рис. 4a), Nd-Hf (рис. 4б) или Pb (рис. 7с-е) и позволяют заключить, что коровая контаминация не является существенным процессом при формировании коллизионных плато-базальтов Армении. Исключение составляет образец Y8.1 с повышенными ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, Th/Yb, что возможно связано с процессами контаминации протерозойской радиогенной корой Южно-Армянского блока. В нашей предыдущей работе, Neill et al. (2013) было продемонстрировано, что андезиты и дациты Джавахетского хребта и периферических центров сформировались как результат фракционной кристаллизации и смешения магм. Новые данные по изотопам свинца в этих породах позволяют обсудить возможные процессы контаминации более детально, поскольку изотопы свинца юрских-палеогеновых пород отличны от таковых плиоцен-плейстоценовых долеритовых магм. Наблюдается умеренная корреляция между изотопными отношениями свинца и отношением Th/Yb, обычно повышающимися при коровой контаминации лав (рис. 5б)



Рис. 5. Геохимические и изотопные данные демонстрирующие эффекты коровой контаминации и кристализационной дифференциации. Данные по юре и палеогену по Mederer et al. (2013). (a) Th/Yb - Ta/Yb диаграмма по Pearce (1983); (б) ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb - SiO₂, (в) ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pbvs. Th/Yb показывающие влияние контаминации и дифференциации на изотопный состав магм извергавшихся через кору мезозйской островной дуги и Южно-Армянского блока. На диаграммах (б) и (в) серые треугольники показывают составы дифференцированных серий Джавахетского хребта по Neill et al. (2013), показывающие незначительно большие свидетельства контаминации корой по сравнению с плато-базальтами.

и SiO₂ (рис. 5в). Для большинства образцов не наблюдается существенных свидетельств наличия AFC (ассимиляции и фракционной кристаллизации) процессов по ходу магматическиой эволюции.

Геохимические и изотопные характеристики мантийного очага коллизионных лав. Все проанализированные образцы имеют ровное распределение тяжелых РЗЭ (рис. 2а-г). Исходя из того, что коэффициент распределения $D_{Dy} < D_{Lu}$ в гранатах, можно сделать вывод, что при частичном плавлении гранат не являлся существенной остаточной фазой. Это свидетельствует об относительно небольшой глубине плавления верхней мантии, менее ~75 км (Robinson and Wood, 1998). Эти данные согласуются с геофизическими данными (Koulakov et al., 2012; Maggiand, Priestley, 2005;

Piromallo and Morelli, 2003; Zor, 2008), которые показывают пониженные скорости распространения волн Р- и S в верхней мантии, на глубинах начиная с ~50 км. Обогащенность мантийного источника несовместимыми элементами отчетливо проявлена на диаграмме Th/Yb-Ta/Yb (рис. 5а). Исходя из того, что контаминация не играла существенной роли в формировании мафических расплавов, как это было показано выше, можно предположить, что такие характеристики связаны с наличием мантийного источника обогащенного предыдущими субдукциями. Это подтверждается наличием негативных аномалий Nb-Ta на расширенных нормализованных диаграммах (рис.За-г), что связано с малой подвижностью указанных элементов в мантии при процессах связанных с субдукцией и аккумуляцией этих фаз в тугоплавком рутиле (McCulloch and Gamble, 1991; Foley et al., 2000). Кажется маловероятным, чтобы такая субдукционная сигнатура (subduction signature) могла быть связана с астеносферной конвекцией спустя >10 Ма после отрыва слэба и 25-35 Ма после окончания субдукции в регионе. Следовательно, субдукционная сигнатура связана с субдукционно-модифицированным источником в литосферной мантии. Neill et al. (2013) показали, что в исследованных долеритовых базальтах даже наиболее основного состава, наблюдаются отрицательные Nb-Ta аномалии, причем с увеличением Mg# в породах аномалия не уменьшается, что свидетельствует об отсутствии в источнике астеносферного компонента.

Касательно изотопных характеристик мантийного источника следует отметить, что четвертичные долеритовые базальты северной и центральной Армении имеют более радиогенный состав изотопов Pb по сравнению с юрско-нижнемеловыми островодужными сериями Малого Кавказа (рис. 4 в, г, д). Если предположить, что литосферная мантия в регионе стабилизировалась после окончания мезозойской и палеогеновой магматической активности, эта мантия инициально должна была иметь изотопный состав идентичный островодужным лавами. После этого изотопный источник эволюционировал вплоть до возраста <3 Ма – соответствующего выплавлению из него изучаемых плато-базальтов.

Изотопно-свинцовая эволюция мантийного источника во времени связана помимо начальных отношений изотопов свинца, также с концентрациями U, Pb и Th в мантийном источнике. Поскольку в регионе отсутсвуют мантийные ксенолиты, позволяющие оценить концентрации U, Pb и Th в мантии, для моделирования изотопно-свинцовой эволюции мантийного источника использованы концентрации этих элементов в метасмоматизированных мантийных ксенолитах о. Шпицберген (Ionov et al., 2002), а изотопы свинца островодужных пород Капанского блока и палеотипного дацита из района Ахпата были приняты за «типичные» мантийные метки свинца на момент вулканической активности региональной Мезозойской ОД.

Результаты моделирования показанные на рис.4е, демонстрируют, что мантийные источники имеют сходные или повышенные изотопные отношения свинца в сравнении с проанализированными долеритовыми базальтами. В то же время, ограниченное количество данных по изотопии свинца мезозойского островодужного вулканизма Малого Кавказа, недостаточные данные по составу мантии, а также возможный эффект коровой контаминации как в островодужных, так и в коллизионных магмах не допускают однозначных выводов относительно изотопных меток мантийного источника плато-базальтового магматизма Армении. В то же время нельзя исключать, что молодые долеритовые магмы возможно могли происходить из эволюционировавшего мантийного источника юрско-нижнемелового или скорее палеогенового возраста, исходя из геохимических и изотопных характеристик палеогеновых магм (Джрбашян, 1990, Меликсетян, 1989). Другие возможные модели предполагают, что Армянская суб-литосфера могла быть в небольшой степени метасоматизирована небольшим количеством астеносферных расплавов в пост-палеогеновое время; подобные расплавы не могли изменить субдукционную геохимическую сигнатуру литосферной мантии, но могли изменить ее изотопные метки. В тоже время для рассмотрения подобной модели не существует оценок состава астеносферы региона. Другой возможной моделью изменения мантийных изотопных меток в коллизионных магмах относительно более древних островодужных является субдукция и дегидратация Ассирийского (Битлисского) слэба, которая могла включать утоненную пассивную окраину Аравии (Allen et al., 2013). Флюиды происходящие из платформенных отложений Арабской плиты могли привести к обогащению мантийного источника Армянской суб-литосферной мантии более радиогенным свинцом. Но и детальные данные об изотопии отложений Аравии отсутствуют и в этом случае не позволяют проверить высказанные предположения.



Рис. 6. Моделирование частичного плавления наименее дифференцированных образцов плато-базальтов различных исследованных регионов Армении на диаграммах: (a) La/Yb – Zr/Hf; (6) Dy/Yb – Nb/Gb.

Для моделирования модели парциального плавления (рис. 6 а, б) мы использовали состав хорошо охарактеризованных метасоматизированных амфиболсодержащих гарцубргитовых ксенлоитов о. Шпицберген (Ionov et al., 2002).

С использование мминеральных пропорций указанных ксенолитов и помодели (Shaw, 2005) мы построили модель частичного плавления. Устанавливается, что образование плато-базальтов северной и центральной Армении может быть объяснено ~1.5-5% степенью частичного плавления гетерогенного метосоматизированного амфибол содержащего перидотита.

Геодинамические аспекты проявления вулканизма.

В данном разделе сделана попытка связать результаты геохимических и изотопных исследований с геодинамическими моделями региона.

Точное время процессов отрыва слэба под территорией Армянского нагорья неизвестно. Большинство исследователей делают вывод об эоценовом времени отрыва Потнийского слэба на севере (Keskin et al., 2008; Sosson et al., 2010), что соответственно означает, что «северный» слэб не мог играть роль в возникновении плиоцен-четвертичного магматизма. С другой стороны, в работе (Skolbeltsyn et al., 2014) на основании данных по сейсмической томографии выдвигается заключение о миоценовом времени отрыва слэба под Понтийским хребтом (и Малым Кавказом ?), вблизи Амасия-Севано-Акеринской офиолитовой сутуры. Если это предположение верно, то можно говорить ободновременном отрыве слэба на юге (Битлис) и на севере (Понт), а это соответственно должно было привести к подъему астеносферы на значительно большей территории, чем это было показано в модели (Keskin et al., 2003). Такая модель дает более приемлемое объяснение коллизионному магматизму в пределах северо - северо-восточной части Армянского нагорья, включая Карсское и Джавахетское плато. Подъем астеносферы как модель эоценого вулканизма региона была высказана и ранее (Джрбашян, 1990), без обсуждения причин, которые могли вызвать указанный процесс.

Тем не менее, исследуемые лавы извергались не менее 10-15 Ма после обсуждаемого миоценового времени отрыва Битлисского слэба на юге (Keskin, 2003; Pang et al., 2013; Skolbeltsyn et al., 2014), и связь плиоценплейстоценового плато-базальтового вулканизма северной части Армянского нагорья с указанным процессом неочевидна. В моделях, где коллизионный магматизм объяснятся исключительно отрывом слэба, предполагается подъем астеносферы в относительно узкую зону открываемую оторвавшимся слэбом (Davies and von Blanckenburg, 1995, Keskin et al., 2003). Представляется, что такая модель идеально объясняет магматизм на юге Армянского нагорья (вулкан Немрут и др.), но не существует прямых доказательств связи плато-базальтового вулканизма Армении с отрывом слэба южного Нео-Тетиса (Битлис-Загрос), поскольку неясно подъем какого объема астеносферы происходил и, насколько подобная модель может объяснить длительность и интенсивность магматизма на значительном удалении к северу.

В любом случае, событие отрыва слэба может быть существенным с геохимической точки зрения. В промежутке времени до отрыва слэба

(средний-начало верхнего миоцена) на большей части орогенного плато не отмечено значительных объемов магматической активности (Chiu et al., 2013), что указывает, что не происходило сколько либо существенного плавления мантии несмотря на наличие одной (Битлисской) или двух (Битлисской и Понтийской) поглощенных плит под регионом. С погружением плит в астеносферу происходила дегидратация слэба, и соответственно повышение гидратированности исвязанное с этим снижение вязкости мантии (Hirth and Kohlstedt, 2003), а такая мантия непосредственно перед отрывом слэба может быть подвержена деламинации (Kaislaniemi et al. (2014). Как уже отмечалось магматизм в пределах Армянского нагорья продолжался и даже увеличился в объеме после отрыва слэба. Kaislaniemi et al. (2014) предложили модель, согласно которой локальная литосферная деламинация может быть вызвана возникновением изолированных конвективных ячеек в верхней астеносфере. Такой процесс может длиться миллионы лет в зависимости от степени гидратации мантии и вызывать возникновение отслоенных (деламинированных) участков литосферы с произвольным их распределением в пространстве.

Анализ геохимических и изотопных данных представленных в данной статье указывает на плавление литосферного мантийного источника в CB части орогенного плато с учетом того, что континентальная кора в пределах Армянского нагорья имеет мощность порядка ~45 км. (Zor, 2008; Koulakov et al., 2012) и подстилается слоем литосферной мантии, то плавление астеносферы не должно происходить. Наиболее вероятно также, что плавкие фазы лежат в литосферной мантии в форме модифицированных субдукцией гидратированных амфиболсодержащих пироксенитов и пироксеновых перидотитов (Lambart et al., 2009).



Рис. 7. Геодинамическая модель, показывающая литосферу и верхнюю мантию зоны коллизии Евразии и Аравии в пределах от северного выступа Аравии (внутриплитный вулкан Каркалидаг) через Армянское нагорье до Предкавказья. Использованы данные: наши данные, Neill et al., (2013), Keskin et al., (2003); Zoretal., (2008); Skolbeltsyn et al. (2014); по новым данным Mumladze et al, (2015), позволившим установить наличие северонаправленной субдукции под Большим Кавказом по данным сейсмической томографии.

Экспериментальные данные (Presnall et al., 2002; Lambart et al., 2009) показывают, что температура солидуса пироксенитов при давлениях 1-3 GPa на ~50-200 °C ниже, чем для перидотитов, что в свою очередь подтверждает предположение, что температура плавления субдукционно модифицированной, гидратированной литосферной мантии будет существенно ниже, чем в случае номинально безводной астеносферы. Соответственно, модель сублитосферной изолированной конвекции, модифицированная для учета плавления гидратированноного пироксенитового источника в литосфере, может объяснить интенсивный вулканизм в севернойсеверо-восточной части Армянского нагорья. Подобная модель для механизма формирования магматизма в зонах коллизии представлена на рис. 7. Разрез через зону коллизии от вулкана Каракалидаг (OIB тип) на Арабской плите до Предкавказья (Русская платформа) показывает условное положение оторвавшихся слэбов и последующего астеносферного подъема (upwellling), а также десятки мелкомасштабных (изолированных) конвекционных ячеек под зоной коллизии Армянского нагорья. Указанные процессы (отрывы слэбов и конвекция) могут являться триггерами частичного плавления в нижней части литосферы. Эта модель показывает также механизмы плавления предложенные для других частей регионального орогенного плато согласно Neill et al. (2013), а также включает геофизических данные о мощной литосфере (≤100 км) под Куринской депрессией (Skolbeltsyn et al., 2014), и активную северонаправленную субдукцию под Большим Кавказом (Mumladze et al., 2015).

О коллизионном магматизме и континентальной коре.

Обычно считается, что формирование континентальной коры связано с магматизмом зон субдукции (Taylor, 1977). В то же время коллизионные лавы и плутонические породы имеют широкое распространение на Земле. Типичными примерами являются поздне-кайнозойское Тибетское плато (Niu et al., 2013), пермские-раннеюрские Алтаиды центральной Азии и Китая (Wu et al., 2002), палеозойские Каледониды Шотландии и, возможно, архейские санукитоидные террейны, относимые к древним коллизионным орогенам (Fowlerand Rollinson, 2012). Эти факты показывают, что модель (Taylor, 1977) имеет ряд проблем которые указаны (Niu et al., 2013), а коллизионные магмы имеют большой и недооцененный вклад в формирование континентальной коры в целом (Niu et al., 2013; Savov et al., 2014, Neill et al., 2015). Поскольку в настоящее время мы располагаем большим объёмом новых геохимических и изотопных данных по магматизму зоны Аравийской коллизии (Pearce et al., 1990; Keskin et al., 2003; Меликсетян, 2012; Neill et al., 2013; Keirkhah 2009, 2013; Allen et al., 2013 и др.), появилась возможность геохимически охарактеризовать и оценить вклад коллизионного магматизма в формирование континентальной коры. Прежде всего вклад коллизионных магм в континенатальную кору имеет более щелочные характеристики, по сравнению с островодужным, средний состав коллизионных магм соответствует трахиандезиту. Коллизионные магмы в 1.5-3 раза обогащены несовместимыми элементами по сравнению со средним составом континенатальной коры (bulk continental crust). Коллизионные магмы в сравнении с континентальной корой показывают повышенные Zr/Hf, Nb/Ta и La/Nb, и пониженные в 2-3 раза Th/La отношения = ~0.1 в коллизионных лавах Армении основного состава против (~0.25->0.3) в континентальной коре по Taylor & Mc Lennan, (1985). Вклад колизионного магматизма в формирование континентальной коры характеризуется, по сравнению с островодужным, также повышенными Sr/Nd, Th/Yb отношениями и постоянными Sr-Nd изотопными характеристиками, существенно не меняющимися от основных к кислым породам. Усредненные трахиандезиты зоны Аравийской коллизии, играющие значительную роль в формировании контиентальной коры региона, являются производными ювенильного материала, образованного в основном в результате фракционной кристаллизации без значительной ассимиляции более древней островодужной или континентальной коры.

Выводы:

Колизионный магматизм является продолжительным и широко распространённым явлением в пределах Анатолийско-Армянско-Иранского возвышенного плато, при этом точные причины его возникновения остаются дискуссионными. Однако изложенные в данной статье данные свидетельствуют, что модель, объясняющая магматизм региона отрывом южного слэба Нео-Тетиса не может считаться достаточно однозначной, особенно для объяснения интенсивного и продолжительного магматизма в пределах Армении на большом удалении от Битлисской (Ассирийской) сутуры на север.

Некоторые плейстоценовые лавы Армении показывают наличие геохимических и изотопных свидетельств их незначительной контаминации мезозойско-палеогеновой островодужной корой. Тем не менее, большинство плиоцен-плейстоценовых плато-базальтов северной и центральной Армении не испытывали значительной контаминации и могут быть использованы для построения петрогенетических моделей, а также для исследования характеристик их мантийного источника Армянской сублитосферы после прекращения Тетической субдуции.

Геохимические данные свидетельствуют о малой-средней степени плавления субдукционно-модифицированной литосферной мантии в пределах поля стабильности шпинели.

Представляется, что причиной возникновения плато-базальтового магматизма к северу от Амасия-Севано-Акеринской сутуры может быть помимо отрыва южного слэба, также отрыв северного, Понтйского слэба в позднем миоцене, вследствие которого мог произойти подъем горячей астеносферы в пределах Армении и всей северной части Армянского нагорья. Нет оснований считать, возможной широкомасштабную литосферную деламинацию в регионе. Напротив имеются данные подтверждающие связь магматизма с локальной астеносферной конвекцией и деламинацией литосферы по модели (Kaislaniemi et al., 2014), вследствие которой создается механизм длительного нагрева и плавления гидратированной субдукционно-модифицированной литосферной мантии, продолжающийся миллионы лет после отрыва слэба.

Коллизионный магматизм является важным компонентом формирования континентальной коры, при этом отличается по ряду геохимических характеристик от среднего состава континентальной коры. К таким характеристикам относятся повышенная щелочность, обогащенность РЗЭ и HFS элементами, а также пониженные Th/La отношения. Даже с учетом меньшего объема коллизионного вулканизма в сравнении с островодужным или рифтовым, тем не менее, геохимически отличный вклад коллизионного магматизма является существенным и должен приниматься во внимание при построении моделей формирования и эволюции состава континентальной коры.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность коллегам из университета Дархема (Великобритания) Марку Аллену и Йену Нейлу за проведение геохимических и изотопных исследований в рамках проекта "Orogenic Plateau Magmatism" Британского национального исследовательского совета и обсуждение результатов. Исключительная помощь в проведении полевых работ была оказана автору коллегами по лаборатории вулканологии к.г.н. Г. Навасардяном, С. Карапетяном, Д. Манучаряном. Автор благодарен коллегам Ю. Гукасяну и Р. Геворгян за полезное обсуждение результатов работы. Часть исследований была выполнена в рамках тематического финансирования Государственного Комитета по науке Республики Армения № 13-1Е17.

Литература

- Агамалян В. А. Докембрийская гранитогнейсовая формация Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1-2, 2000, с. 44-54.
- Гукасян Ю.Г. Долеритовые базальты бассейна среднего течения р. Ахурян (окрестности с. Ваграмаберт). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 4, 1970, с. 44-52
- Гукасян Ю.Г. К вопросу о геологических взаимоотношениях между долеритовыми базальтами Ахурянского каньона и Арагацской вулканогенной толщей. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 2, 1976, с. 26-31.
- Балог К., Багдасарян Г. П., Карапетян К. И., Печкай З., Арва-Шош Е., Гукасян, Р. Х. Первые К/Аг изотопные датировки верхнеплиоцен-четвертичных вулканических пород республики Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1990, 2, с. 25-38.
- Джрбашян Р.Т. Палеогеновые вулканические пояса зоны замыкания океана Тетис (Малый Кавказ). Автореф. диссертации на соискание уч. степени доктора геол.-мин. наук, Тбилиси, 1990, 59 с.

- Джрбашян Р.Т., Казарян Г.А., Карапетян С.Г., Меликсетян Х.Б., Мнацаканян А.Х., Ширинян К.Г. Мезокайнозойский базальтовый вулканизм северо-восточной части Армянского нагорья. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1996, XLIX, № 1-3, с.19-31.
- Джрбашян Р.Т., Гукасян Ю.Г., Карапетян С. Г., Мнацаканян А. Х., Навасардян Г. Х., Геворгян Р. П. Типы вулканических извержений и формы проявления позднеколлизионного наземного вулканизма Армении. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2012, 3, с.3-20.
- Карапетян С.Г., Джрбашян Р.Т., Навасардян Г.Х., Меликсетян Х.Б., Мнацаканян А.Х, Савов И., Гукасян Р.Х. Верхне-плиоцен-голоценовый вулканизм Сюникского нагорья. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1, 2010, с.3-21.
- Карапетян К.И. Условия формирования пещерных отложений нижнепалеолитической стоянки Ереван-1. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 4, 1978, с.52-60.
- **Лордкипанидзе М.Б.** Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси, Мецниереба, 1980, 162 с.
- Меликсетян Х.Б. Петрология и геохимия базальтоидного вулканизма верхнемеловых рифтогенных структур Малокавказской островной дуги. Автроеферат дисс., Ереван, 2000, 18 с.
- Меликсетян Б.М., Баста М.С., Гукасян Р.Х. Изотопные рубидий-стронциевые исследования и возраст гранитоидов Аравийско-Нубийского щита и Армяно-Иранского мезоконтинента. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1, 1993, с.8-22.
- **Меликсетян Х. Б.** Геохимия вулканических серий Арагацкой области. Изв. НАН РА, Науки о Земле, 3, 2012, с.34-59.
- **Мнацаканян А. Х.** Петрология верхнемеловой вулканической серии Северной Армении. Изд. АН АрмССР, Ереван, 1981, 240с.
- Схиртладзе Н.Л. Постпалеогеновый вулканизм Грузии. Изд. АН Груз ССР., Тбилиси, 1958, 335 с.
- Харазян Э.Х. Геология новейшего вулканизма северо-восточной части Армянско ССР (бассейны рек Ахурян и Дзорагет). Автореф. дисс., Ереван, 1983, с.55
- Ширинян К.Г. К вопросу о новейших (верхнеплиоцен-четвертичных) вулканических формациях Армении. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1, 1975, с.3-15.
- Allen M., Armstrong H. Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid Cenozoic global cooling. Palaeontology Palaeoclimatology Palaeoecology 265, 2008, p.52-58.
- Allen M., Kheirkhah M., Neill I., Emami M., McLeod C. Generation of arc and within-plate chemical signatures in collision zone magmatism: Quaternary lavas from Kurdistan, Iran, J. Petrology, 54 (5), 2013, p.887-911.
- Anders E., Grevesse N. Abundances of elements: Meteoric and solar. Cosmochim. Geochim. Acta., 1989, v. 53, p.197-214.
- Chauvel C., Lewin E., Carpentier M., Arndt N., Marini J.-C. Role of recycled oceanic basalt and sediment in generating the Hf-Nd mantle array. Nature Geoscience 1, 2008, p.64-67.
- Chernyshev I., Lebedev V., Arakleyants M., Jrbashyan R., Ghukasyan Y. Geochronology of the Aragats volcanic centre, Armenia: evidence from K/Ar dating. Doklady Earth Sciences, 384, 2002, p.393-398.
- Chiu H., Chung S., Zarrinkoub M., Mohammadi S., Khatib M., Iizuka Y. Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. Lithos 162–163, 2013, p.70–87
- **Davies J., von Blanckenburg F.** Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth and Planetary Science Letters 129, 1995, p.85-102.
- Elkins-Tanton L. Continental magmatism, volatile recycling, and a heterogeneous mantle caused by lithospheric gravitational instabilities. Journal of Geophysical Research, 112, 2007, B03405.
- Foley S., Barth M., Jenner G. Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas. Geochimica et Cosmochimica Acta 64, 2000, p.933-938.
- **Hirth G., Kohlstedt D.** Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists. In: Eiler, J. (Ed.) Inside the subduction factory. American Geophysical Union Geophysical Monograph 183, 2003, p.83-105.

Igneous petrology. Best M., Christiansen E. Blackwell science, 2001, 458 p.

Ionov D., Bodinier J.-L., Mukasa S., Zanetti A. Mechanisms and sources of mantle metasomatism: major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen

in the context of numerical modelling. Journal of Petrology 43, 2002, p.2219-2259.

- Kaislaniemi L., van Hunen J., Allen M., Neill I. Sublithospheric small-scale convection A mechanism for collision zone magmatism. Geology, 42, 2014, p.291-294.
- Karakhanian A., Vernant P., Doerflinger E., Avagyan A., Philip H., Aslanyan R., Champollion C., Arakelyan S., Collard P., Baghdasaryan H., Peyret M., Davtyan V., Calais E., Masson F. GPS constraints on continental deformation in the Armenian region and Lesser Caucasus. Tectonophysics, 92, 2013, p.39-45.
- Kay R., Kay S. Delamination and delamination magmatism. Tectonophysics 219, 1993, p.177-189.
- Keskin M. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. Geophysical Research Letters, 30, 2003, p.1-4.
- Keskin M., Can Genç Ş., Tüysüz O. Petrology and geochemistry of post-collisional Middle Eocene volcanic units in North-Central Turkey: Evidence for magma generation by slab breakoff following the closure of the Northern Neotethys Ocean. Lithos, 104, 2008, p.267-305.
- Kharazyan E.et.al, Geological Map of Armenia. Ministry of Nature Protection of Republic of Armenia, Yerevan, 2005.
- Kheirkhah M., Allen M., Emami M. Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. Journal of Volcanology and Geothermal Research 182, 2009, p.1-12.
- Kheirkhah M., Neill I., Allen M., Ajdari, K. Small-volume melts of lithospheric mantle during continental collision: Late Cenozoic lavas of Mahabad, NW Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 74, 2013, p.37-49.
- Kheirkhah M., Neill I., Allen M. (in press). Petrogenesis of OIB-like basaltic volcanic rocks in a continental collision zone: Late Cenozoic magmatism of Eastern Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 2015.
- Koulakov I., Zabelina I., Amanatashvil, I., Meskhia V. Nature of orogenesis and volcanism in the Caucasus region based on results of regional tomography. Solid Earth 3, 2012, p.327-337.
- Lambart S., Laporte D., Schiano P. An experimental study of pyroxenite partial melts at 1 and 1.5 GPa: Implications for the major element composition of Mid-Ocean Ridge Basalts. Earth and Planetary Science Letters 288, 2009, p.335-347.
- Le Bas M., Le Maitre R., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology, 27, 1986, p.745-750.
- Lebedev V., Bubnov S., Dudauri O., Vashakidze G. 2008a. Geochronology of Pliocene volcanism in the Dzhavakheti Highland (the Lesser Caucasus). Part 1: Western part of the Dzahavakheti Highland. Stratigraphy and Geological Correlation, 16, p.204-224.
- Lebedev V., Bubnov S., Dudauri O., Vashakidze G. 2008b. Geochronology of Pliocene volcanism in the Dzhavakheti Highland (the Lesser Caucasus). Part 2: Eastern part of the Dzahavakheti Highland. Regional geological correlation. Stratigraphy and Geological Correlation 16, p.553-574.
- Lordkipanidze M., Meliksetian B., Djrbashyan R. Mesozoic-Cenozoic Magmatic Evolution of the Pontian-Crimean-Caucasian Region; In: Evolution of the northern margin of Tethys (eds) Rakus M, Dercourt J. and Nairn A. IGCP Project No.198; Mémoire Société Géologique France, Paris, Nouvelle Série, 154(II), 1989, p.103–124.
- Maggi A., Priestley K. Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau. Geophysical Journal International, 160, 2005, p.1068-1080.
- McCulloch M., Gamble J. Geochemical and geodynamic constraints on subduction zone magmatism. Earth and Planetary Science Letters 102, 1991, p.358-374.
- McQuarrie N., van Hinsbergen D. Retrodeforming the Arabia-Eurasia collision zone: Age of collision versus magnitude of continental subduction. Geology 41, 2013, p.315-318.
- 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, 177, 2013, p.61-78.
- Meliksetian Kh. Pliocene-Quaternary volcanism of the Syunik upland. Veröffentlichungen des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt, 67, 2013, p.247-258.
- Mumladze T., Forte A., Cowgill E., Trexler C., Niemi N., Yikilmaz M., Kellogg L. Subducted, detached, and torn slabs beneath the Greater Caucasus. Geo.Res.J., 5, 2015, p.36-46.

- Neill I., Meliksetian Kh., Allen M., Navarsardyan G., Karapetyan S. Pliocene-Quaternary volcanic rocks of NW Armenia: Magmatism and lithospheric dynamics within an active orogenic plateau. Lithos, 180-181, 2013, p.200-215.
- Nikogosian I., Meliksetian Kh., van Bergen M., Mason P., Jrbashyan R., Navasardyan G., Ghukasyan Y., Melkonyan R., Karapetyan S. Characteristics of mantle sources in Jurassic to Quaternary magmatic history of the territory of Armenia, as a guide to diverse geodynamic settings. Geophysical Research, Abstracts, 16, 2014, EGU 2014-2262.
- Niu Y., Zhao, Z., Zhu D., Mo X. Continental collision zones are primary sites for net continental crust growth. Eath-Science Reviews, 127, 2013, p.96-110.
- **Nowell G., Kempton P., Noble S., Fitton J., Saunders A., Mahoney J., Taylor R.** High precision Hf isotope measurements of MORB and OIB by thermal ionisation mass spectrometry: insights into the depleted mantle. Chemical Geology, 149, 1998, p.211-233.
- Pang K., Chung S., Zarrinkoub M., Lin Y., Lee H., Lo C., Khatib M. Iranian ultrapotassic volcanism at ~11 Ma signifies the initiation of post-collision magmatism in the Arabia-Eurasia collision zone. Terra Nova, 25, 2013, p.405-413.
- Pearce J. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.). Continental Basalts and Mantle Xenoliths. Shiva, Natwich, 1983, p. 230-249.
- Pearce J., Bender J., Delong S., Kidd W., Low P., Guner Y., Sargolu F., Yilmaz Y., Moorbath S., Mitchell J. Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. Journal of Volanology and Geothermal Research, 44, 1990, p.189-229.
- Peccerillo R., Taylor S. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology, 58, 1976, p.63-81.
- **Piromallo C., Morelli A.** P-wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. Journal of Geophysical Research, 108, 2003, B2.
- Presnall D., Gudfinnsson G., Walter M. Generation of mid-ocean ridge basalts at pressures from 1 to 7 GPa. Geochimica et Cosmochimica Acta, 66, 2002, p.2073-2090.
- **Robinson J., Wood B.** The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. Earth and Planetary Science Letters, 164, 1998, p.277-284.
- Rudnick R., Gao S. Composition of the continental crust. In: Holland H., Turkekian H. (Eds.), Treatise on Geochemistry ,3, "The Crust", Elsevier, Amsterdam., 2003, p.1-56
- Saal A., Hart S., Shimizu N., Hauri E., Layne G., Eiler J. Pb isotopic variability in melt inclusions from the EMI-EMII-HIMU mantle end-members and the role of the oceanic lithosphere. Earth and Planetary Science, Letters, 240, 2005, p.605-620.
- Savov I., Meliksetian Kh., Halama R., Navasardian G., Connor C., D'Antonio M., Agostini S., Ishizuka O., Karapetyan S., Karakhanian A. Collision zone magmatism aids continental crustal growth., Geophysical Research Abstracts. Vol. 16, EGU 2014-2235, European Geological Union General assembly, EGU 2014, Austria, Vienna, 27 April 02 May, 2014.
- Şengör A. A new model for the late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman. In: Robertson, A.H.P., Searle, M.P., Ries, A.C. (Eds.) The Geology and Tectonics of the Oman Region. Geological Society of London, Special Publications, 49, 1990, p.797-831.
- Şengör A., Özeren M., Keskin M., Sakntç M., Özbaktr A., Kayan I. Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens. Earth Science Reviews, 90, 2008, p.1-48.
- Shaw D. Trace elements in magmas, a theoretical treatment. Cambridge University Press, 17, Cambridge, 2005, 243 p.
- Sheth H., Meliksetian Kh., Gevorgyan H., Israyelyan A., Navasardyan G. Intracanyon basalt lavas of the Debed River (northern Armenia), part of a Pliocene-Pleistocene continental flood basalt province in the South Caucasus, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2015, (accepted)
- Skolbeltsyn G., Mellors R., Gök R., Türkelli N., Yetirmishli G., Sandvol E. Upper mantle S wave velocity structure of the East Anatolian-Caucasus region. Tectonics, 33, 2014, p.207-221.
- Sosson M., Rolland Y., Müller C., Danelian T., Melkonyan R., Kekelia S., Adamia A., Babazadeh V., Kangarli T., Avagyan A., Galoyan G., Mosar J. Subudctions, obduction and collision in the Lesser Caucasus (Armenia, Azerbaijan, Georgia), new insights. In: Sosson

M., Kaymakci N., Stephenson R., Bergerat F., Starostenko V. (Eds.). Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform, Geological Society of London, Special Publications, 340, 2010, p.329-352.

- Steiger R., Jager E. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. Earth and Planetary Science, Letters, 36, 1977, p.359-362.
- Sun S.-S., McDonough W. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A., Norry M. (Eds.). Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society of London, Special Publication, vol.42, 1989, p.313-345.
- Taylor S., McLennan S. The continental crust: Its composition and evolution: Oxford, Blackwell, 1985, 312 p.
- **Taylor S.** Island arc models and the composition of the continental crust. Amer. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser., 1, 1977, p.325-35.
- Turner S., Sandiford M., Foden J. Some geodynamic and compositional constraints on 'postorogenic' magmatism. Geology, 20, 1992, p.931-934.
- van Hunen J., Allen M. Continental collision and slab break-off: A comparison of 3-D numerical models with observations. Earth and Planetary Science, Letters, 302, 2011, p.27-37.
- von Blanckenburg F., Davies J. Slab breakoff: A model of lithospheric detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. Earth and Planetary Science, Letters, 129, 1995, p.85-102.
- Workman R.K., Hart S. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). Earth and Planetary Science, Letters, 231, 2005 p.53-72.
- **Zor E.** Tomographic evidence of slab detachment beneath eastern Turkey and the Caucasus. Geophysical Journal International, 175, 2008, p.1273-1282.

Рецензент Р.Т. Джрбашян

ՊԼԱՏՈԲԱՉԱԼՏԱՅԻՆ ՀՐԱԲԽԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ ԿՈԼԻՉԻԱՅԻ ԳՈՏՈՒՄ. ՀՅՈՒՍԻՍԱՅԻՆ ԵՎ ԿԵՆՏՐՈՆԱԿԱՆ ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՊԼԻՈՑԵՆ-ՊԼԵՅՍՏՈՑԵՆՅԱՆ ԲԱՉԱԼՏՈԻԴՆԵՐԻ ԵՐԿՐԱՔԻՄԻԱՆ ԵՎ ՊԵՏՐՈԼՈԳԻԱՆ

Խ. Մելիքսեթյան

Ամփոփում

Հոդվածում քննարկվում է պլիոցեն-պլեյստոցեն հասակի դոլերիտային բազալտների և բազալտային անդեզիտների նոր երկրաքիմիական և իզոտոպային տվյալները։ Ուսումնասիրության արդյունքները ցույց են տալիս, որ նշված սերիաները ձևավորվել են սուբդուկցիայի հետևանքով փոփոխված լիթոսֆերային մանթիական աղբյուրի շպինելային ֆացիայի ցածր և չափավոր աստիձանի <5% մասնակի հալման արդյունքում։ Որոշ ապարներում նկատվել է աննշան կոնտամինացիայի երևույթներ՝ կապված Մեզոզոյան և Պալեոգենյան կղզաղեղային կեղևի կամ Հարավ-Հայկական բլոկի մայրցամաքային կեղևի հետ։ Հոդվածում պարզաբանվում է, որ պլատո-բազալտային (դոլերիտային) հրաբխականությունը հյուսիսային և կենտրոնական Հայաստանում կարող է բացատրվել ոչ միայն Միոցենում Նեո-Թետիսի հարավային սալի պոկմամբ, այլ նաև նույն ժամանակահավտածում Պոնտիդյան սալի պոկմամբ (հյուսիսային Նեո-Թետիս), որի արդյունքում մեծ տարածությունների վրա կարող է առաջանալ աստենոսֆերայի բարձրացում։ Փոքր մասշտաբի աստենոսֆերայի կոնվեկցիայի մեխանիզմը կարող է դիտարկվել որպես տրիգեռ սուբդուկցիայի հետևանքով մոդիֆիկացված (փոփոխված) լիթոսֆերային մանթիական աղբյուրի հալման համար։ Յույց է տված, որ կոլիզիոն մագմաները կտրուկ հարստացված անհամատեղելի տարրերով իրենցից ներկայացնում են բավականին զգալի և մինչ օրս չպարզաբանված հավելում մայրցամաքային կեղևի ձևավորման պրոցեսներում։

PLATEAU-BASALTIC VOLCANISM IN COLLISION ZONES: PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY OF PLIOCENE-PLEISTOCENE BASALTIC ROCKS OF NORTHERN AND CENTRAL ARMENIA

Kh. Meliksetian

Abstract

In this contribution new geochemical and isotope data fordoleritic trachybasalts and trachybasaltic andesites of Pliocene-Pleistocene age is discussed. These flows were formed by low and moderate degrees <5% of partial melting of spinel-facies of subduction modified lithospheric mantle source. Some samples demonstrate little evidence of contamination with Mesozoic and Paleoagene arc crust or continental crust of south Armenian block. It is demonstrated that plateau-basaltic (doleritic) volcanism of northern and central Armenia could be explained not only by Miocene slab breakoff of southern Neo-Tethys, but also by contemporary Pontides slab breakoff (northern Neo-Tethys), that may result astenosperic uplift on wider territory. Small scale asthenospheric convection is proposed as trigger of melting of subduction modified lithospheric mantle source. It is revealed, that collision magmas with well pronounced enrichment with incompatible elements represent considerable and underestimated juvenile addition to formation of continental crust.