

**ДЕЛАМИНАЦИЯ СУБДУЦИРОВАННОГО ЛИТОСФЕРНОГО СЛЭБА
КАК ПРИЧИНА ПРОЯВЛЕНИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО
КОЛЛИЗИОННОГО ВУЛКАНИЗМА МАЛОГО КАВКАЗА****Н.А.ИМАМВЕРДИЕВ***Бакинский Государственный Университет*inazim17@yahoo.com

В статье рассматриваются современные геодинамические модели генезиса позднекайнозойского коллизионного вулканизма. На основе интерпретации геолого-геохимических и геофизических материалов установлено, что образование позднекайнозойского вулканизма Малого Кавказа связана с деламинацией субдуцированного литосферного слэба.

ВВЕДЕНИЕ

Позднекайнозойская геодинамика Альпийско-Гималайского сектора Средиземноморского пояса определяется коллизией Евразийской и Афро-Аравийской мегаплит. Согласно современным представлениям, складчатые сооружения Кавказа возникли в результате их сближения. По мнению Н.В.Короновского и Л.И.Деминой (1996) в Кавказском сегменте Альпийско-Гималайского складчатого пояса позднекайнозойский вулканизм проявился в обстановке субмеридионального сжатия пояса, вызванной ускоренным перемещением в северном направлении Аравийской плиты вследствие раскрытия в позднем миоцене (примерно 11-10 млн. лет назад) Красного моря.

Наибольшей интенсивности позднекайнозойский магматизм достигал в блоках с аномально высокими значениями современного теплового потока – на северном склоне Большого Кавказа и в центральной части Малого Кавказа.

Вулканическая провинция Большого Кавказа и Предкавказья включает Эльбрусскую и Казбекскую области и изолированный Грозненский район.

В пределах Малого Кавказа позднекайнозойский вулканизм охватывает часть Транскавказского поперечного поднятия (Ахалкалакская вулканическая область, Кечутская и Арагацкая (Алагезская) вулcano-структурные подзоны) и Восточную вулканическую зону (Гегамское, Вардениское (Басаркечарское), Сюникское, Кафанское – на территории Армении, Карабахское, Кельбаджарское, Нахчыванское на территории Азербайджана).

Начиная с позднего миоцена в этих зонах, образовался высокий вулканический рельеф находящийся на 2-х, часто выше 3-х километровой высоте над уровнем моря. Их образование соответствует Кавказской эпохе складчатости

(поздний миоцен-антропоген), когда началась интенсивная коллизия Аравийской и Евразийской плит. Благодаря вулканической активности, здесь образовались многочисленные довольно крупные вулкано-тектонические структуры, такие как Арагац, Ишыглы и др., извергающиеся из вулканов центрального, иногда центрально-трещинного типа.

Проявление новейшего магматизма в Кавказском сегменте хорошо согласуется с особенностями его глубинного строения. Так, минимальная мощность коры установлена под Грузинским массивом (40-45 км), увеличивается до 55-60 км под Лабино-Малкинской зоной северного склона Большого Кавказа и до 45-52 км под Мисхано-Кафанской зоной Малого Кавказа. Граница между "гранитным" и "базальтовым" слоем, опущенная до глубины в 30 км в зоне Транскавказского поднятия на Большом Кавказе, поднимается до 20 км в его Восточном сегменте и 12-15 км в Закавказской межгорной зоне. На Малом Кавказе глубина залегания границы Конрада колеблется от 16 до 20-23 км (Шихалибейли, 1996).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА МАЛОГО КАВКАЗА

Состав позднекайнозойского коллизионного вулканизма Малого Кавказа меняется от базальта до риолита. В вышеотмеченных зонах Малого Кавказа с поперечными глубинными разломами земной коры связаны излияния мантийных долеритов и базальтов в пределах Ахалкалакской вулканической области, Лорийского плато, в бассейнах рек Ахуриан, Раздан и др. Характерной особенностью базальтов является слабая дифференцированность, высокая температура излияния, принадлежащая базальтам и трахибазальтам. В северной полосе Транскавказского поперечного поднятия на вулканических областях Ахалкалаки и Арагаца долериты и базальты составляют контрастную ассоциацию с дацитами, принадлежавшим известково-щелочным и субщелочным сериям. По минералогическому составу они относятся к двупироксеновым (авгит, гиперстен) или роговообманковым разновидностям.

Породы верхнеплиоцен-четвертичных вулканических комплексов Восточного Кавказа в пределах Армении, включающие средне-основные породы, образуют непрерывную дифференцированную трахибазальт-трахиандезит-базальт-трахиандезит-трахитовую серию. С ним пространственно связаны риолит, трахириолиты и их кислые вулканические стекла – перлиты и обсидианы.

В пределах азербайджанской части Восточного Кавказа в неогене формировались андезит-дацит-риолитовые (Кельбаджарская зона), андезит-дацитовые, трахиандезит-тешенит и анальцимовые щелочнобазальт-трахиандезитовые (Нахчыванская зона); в верхнеплиоцен-четвертичное время трахибазальт-трахиандезит-базальт-трахиандезитовые и пространственно с ними риолитовые серии.

В Кафанской зоне Армении в новейшее время образовались базанит-тефрит-пикробазальтовые серии.

Таким образом, в пределах Малого Кавказа проявились позднеколлизионные вулканические комплексы, принадлежавшие известково-щелочным, К-, К-На субщелочным и щелочным сериям. Начиная с позднего миоцена, в пределах Малого Кавказа и в сопредельных территориях, в отдельных вулкано-

тектонических структурах с северо-запада на юго-восток известково-щелочной вулканизм сменился субщелочным, а затем щелочным. Щелочной вулканизм, начиная со среднего миоцена, в основном проявился в различных прогибах и локальных вулканических структурах.

Сравнение элементов-примесей пород изученных пород и океанических толеитов нормального типа (N-MORB) (по Sun & McDonough, 1989) показывает общие пониженные содержания высокозарядных - HFSE (Ta, Nb, Hf, Y, Yb) и повышенные содержания легких крупноионных элементов - LILE (K, Sr, Rb, Ba, La, Ce). Так, по отношению к N-MORB наблюдаются максимумы K, Rb, Ba, Th, La, Ce, а также отрицательная Ta-Nb, P-Ti аномалии. Это более ярко проявляется для вулкаников Западной зоны и неогеновых пород Азербайджана (рис.1 а, е). Исходя из этого, можно прийти к такому заключению, что породы этих зон образовались в надсубдукционных условиях. *Причина появления Ta-Nb, а также возможно P-Ti-ового минимума объясняется тем, что эти элементы устойчивы при последующих вторичных изменениях пород и их распределение контролируется кристаллизацией ильменита, рутила, сфена и др., обладающей низкой растворимостью во флюиде (Tatsumi Y, et al., 1986.). При более высоких температурах, превышающих 750°C, возможно частичное плавление базальта океанической коры в водонасыщенных условиях (Peacock S.M., et al., 1994), и эти выплавки, в соответствии с экспериментальными данными (Tatsumi Y, et al., 1986.), имеют более высокие концентрации Ti, Nb, Ta.* В восточной зоне породы более сильно обогащены литофильными и некоторыми высокозарядными элементами и Ta-Nb слабо проявлены, а P-Ti аномалия отсутствует (рис.1 б-д).

Вышеприведенные петрогеохимические исследования показывает, что продукты вулканизма Западной вулканических зон и андезит-дацит-риолитовой формации Азербайджана, принадлежавшей известково-щелочной серии, образовались из обогащенного источника, несущих признаки субдукции.

Позднеплиоцен-четвертичные субщелочные и щелочные вулканики Восточной зоны отличаются от надсубдукционных вулканических образований, а по содержаниям и спектрам близки к породам, образовавшихся из обогащенного мантийного источника.

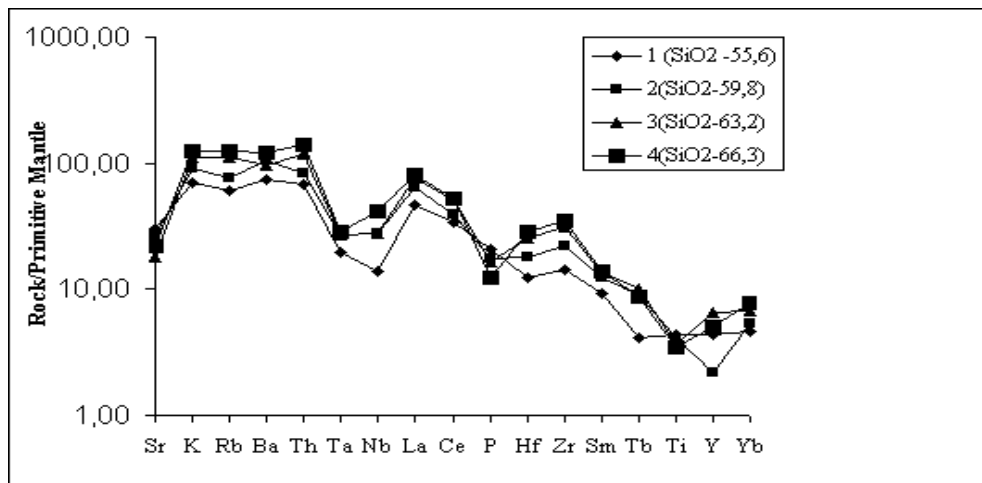


Fig.1. Aragats

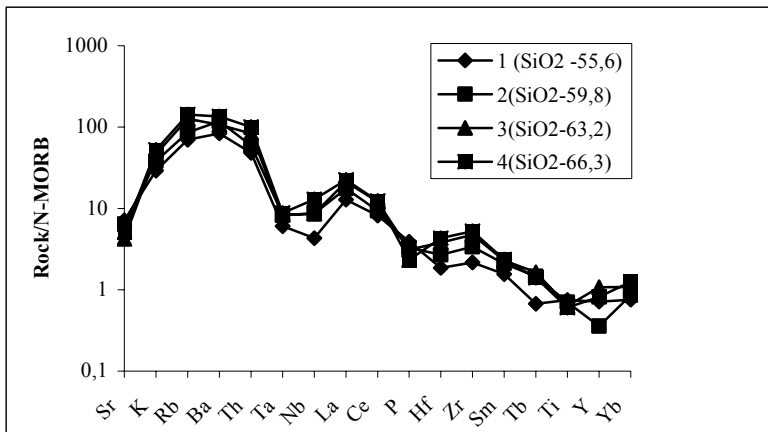


Fig.2 Aragats

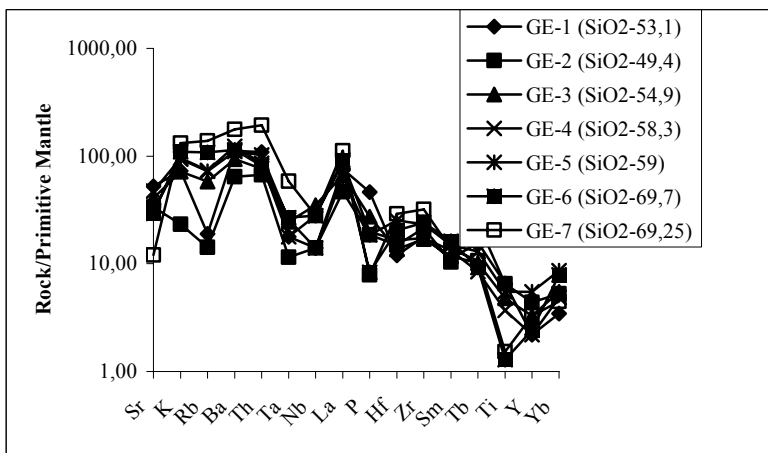


Fig 3 Gegam

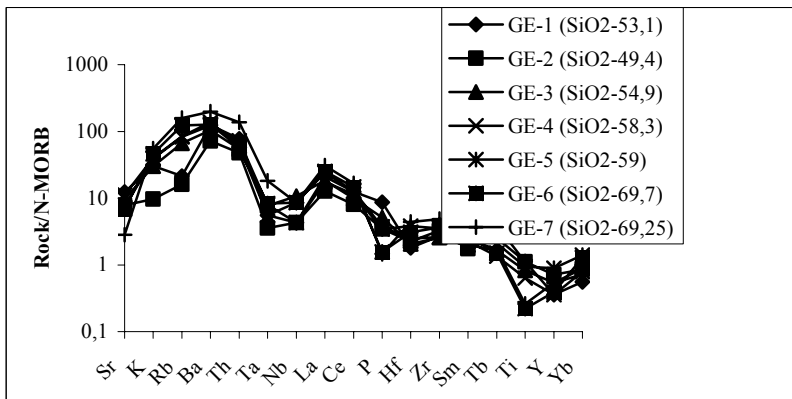


Fig 4. Gegam

Рис.1. Распределение редких элементов в позднекайнозойских породах Малого Кавказа (данные для N-MORB, по Sun & McDonough, 1989)

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ МАЛОГО КАВКАЗА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Весьма интересные данные приведены в книге Э.Ш.Шихалибейли (1996): Л.П.Винник, Э.Ленартович (1976) установили, что Транскавказскому поднятию соответствует зона *низких скоростей в верхней мантии*. В пределах же Каспийского моря и его прибрежной полосы, установлена другая низкоскоростная зона; по данным Г.В.Краснопевцевой (1966), В.В.Шиутина (1975), П.Я.Миловицкого (1990) низкоскоростные зоны верхней мантии совпадают с субмеридиональными полосами относительно приподнятого положения границы Мохо. С поднятием и в структуре, и в рельефе совпадает низкоскоростная зона, соответствующая Транскавказскому поднятию; Н.В.Шолпо (1978) полагает, что в связи с тем, что в низкоскоростную зону верхней мантии попадает полоса поперечного прогиба Западного побережья Каспия, в этой зоне кора утонена и поэтому произошел подъем границы верхней мантии.

Таким образом, геофизиками установлено, что *под поднятыми структурами располагаются низкоскоростная поверхность мантии*, а под прогибами – высокоскоростная поверхность.

А.И.Винник и др. (1978) на основе анализа наблюдений в 25 сейсмических станций Кавказа, утвердили вышеприведенные данные и построили карту горизонтальных вариаций скорости продольных волн в верхней мантии Кавказа. Это карта представляет результат оценки параметров заранее заданной модели. Существенные характеристики модели - глубина проецирования и мощность горизонтально – неоднородного слоя. В модели этих авторов кровля слоя совпадает со средним положением *границы Мохо* и горизонтально-неоднородный слой соответствует *нижней литосфере и астеносфере*.

С Транскавказским вулканическим ареалом совпадает субмеридионально вытянутая область регионального максимума изостатических гравияномалий большой интенсивности, выделенная по М.Е.Артемяеву (1971). По мнению М.Е.Артемяева «положительные региональные изостатические гравияномалии связаны с влиянием масс, расположенных на глубинах около 200 км. Скорее всего, они могут быть обусловлены возмущениями нижней границы астеносферного поля, а именно наличием выступов последнего».

По Э.Ш.Шихалибейли (1996) астеносферный слой под Мисхано-Кафанской зоной Малого Кавказа погружает до глубины 180–200 км. Кривая поверхность астеносферы Кавказа изображает форму его современного рельефа. Мантия же изображает обратное соотношение рельефа и положение астеносферы Кавказа. В 1984 г. на составленном Э.Ш.Шихалибейли (1996) глубинном геолого-геофизическом профиле Центральной части Азербайджана показано, что под складчатой системой Малого Кавказа в интенсивно возбужденном состоянии находится астеносферный слой, от которого повсеместно поднимаются астенолиты мантийного вещества, где поверхность мантии опущена до глубины 50–55 км (рис.2). Повсеместно под мантией в подошве базальтового слоя сформировался экологитовый слой и последний способствовал внедрению в гранит-

ный слой Малого Кавказа основных магматитов, которые переработали значительную часть подошвенного гранитного слоя.

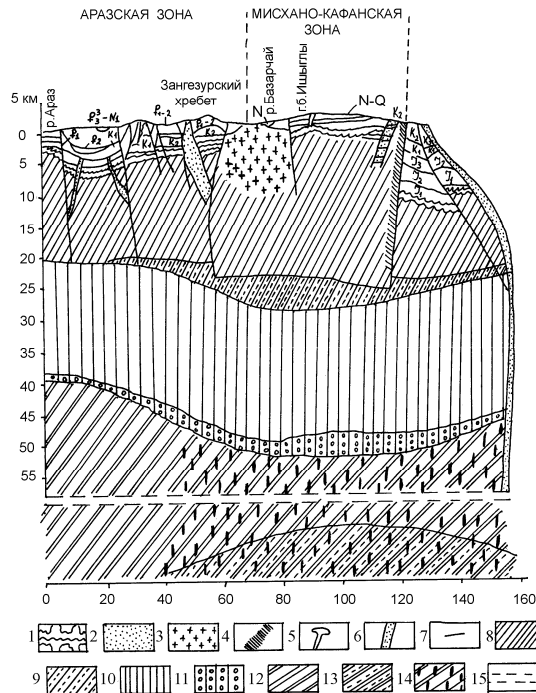


Рис.2. Схематический глубинный геолого-геофизический профиль центральной части Малого Кавказа (по Э.Ш.Шихалибеги, 1996). 1-рифейско-докембрийского и возможно каледонского-герцинского возрастов; 2-плиоценовые малые кислые интрузивы; 3-позднегеосинклинальные-раннеорогенные гранитоиды; 4-раннегеосинклинальные гранитоиды; 5-основные магматиты; 6-ультраосновная магма; 7-глубинные разломы; 8-«гранитный» слой земной коры; 9-возбужденный гранитный слой; 10-базальтовый слой; 11-эклогитовый слой; 12-мантия; 13-возбужденная астеносфера; 14-поднимающиеся астенолиты мантийного вещества; 15-интервал в мантии, ниже которого глубины не известны.

И.А.Резанов и В.И.Шевченко (1970) интерпретируя известный сейсмический профиль Волгоград-Нахчывань установили, что между гранитным и базальтовым слоем находятся слой со скоростью 6,3-6,7 км/с. Э.Ш.Шихалибеги считает, что это верхи базальтового слоя.

Т.Н.Кенгерли (1995) под Большим Кавказом на глубине 30-50 км обнаружил слои со скоростями 6,8-6,9 км/с. Н.И.Короновский и Л.И.Демина (1999, 2007) такие слои называют «волноводами», а присутствие их объясняют как наличие внутрикоровых объемов с существенным разогревом и разуплотнением и частичным плавлением горных пород. По их мнению, они являются источником позднекайнозойского вулканизма на Большом Кавказе. Мы отметим, что он соответствует «базальтовому» слою земной коры. По данным Г.Е.Гугунова под

Большим Кавказам астеносферный слой залегает на глубине 50 км. Действительно, по А.Ш.Файтельсону (1983) в Эльбрусско-Минераловодской области присутствует зона замедления скорости сейсмических волн верхней мантии.

Следует отметить, что в Южно-Каспийской и Куринской впадинах тоже обнаружены слои со скоростью продольных волн, соответственно, 6,7-7,0 и 6,5-6,8 км/с. Анализируя этот материал, М.И.Рустамов (2005) пишет: «Хотя по геофизическому параметру она соответствует базальтовому слою континентальной коры смежных горных областей, однако считаем, что ее нельзя отнести к базальтовому океаническому типу, и предлагаем назвать их *резургентным типом коры*». Он считает, что такие аномальные пластины в строении Куринской депрессии представляют собой ассоциацию пород океанической коры Палео- и Мезотетиса в виде офиолитового меланжа сутурной зоны коллизии и субдукционной пластины (с.58).

По его мнению «происхождение слоя пониженной скорости обусловлено резургенцией коры вследствие глубинных высокотемпературных флюидных потоков и в колонке литосферы Южного Каспия волновод занимает часть пространства в процессах поглощения мантией эклогитизированной нижней части коры» (с.291).

Отрыв плотных пород и поднятие астеносферного вещества в этой области отмечалось М.Е.Артемьевым, М.К.Кабаном (1988), А.Н.Якобсоном (1997), В.З.Рябой (1979). Анализируя геофизические данные этих авторов А.Д.Исмаиладзе и Ф.А.Кадыров (2007) пришли к выводу, что установленные мантийные аномалии в основании Южно-Каспийской впадины обусловлено мантийным астеносферным диапиризмом и является отражением мантийного плюма.

По мнению Е.В.Артюшкова (2007), характерным признаком крупных нефтегазоносных бассейнов являются быстрые погружения коры, проявлявшиеся в них в отдельные эпохи. Погружения обусловлены резким ускорением эклогитизации при инфильтрации в литосферу поверхностно-активного флюида из астеносферы.

Результаты Сейсмического Эксперимента на основе 29 сейсмических станций, проводимых в Восточной Турции (ETSE), обнаружил легко проникаемые структуры для «кора-литосфера» этого региона. В этом регионе проведена региональная томография на базе изучения P_n , S_n и анизотропии структуры коры и верхов мантии и обнаружено, что мантийная литосфера очень тонкая или под регионом совершенно отсутствует. Это указывает, что нормальная – утешенная кора свойственна экстремальной тонкой мантийной литосфере или по всей вероятности, астеносфере.

Сандвол Е. и др. (Sandvol E, 1990) интерпретируя результаты этого эксперимента установили, что под Анатолийской плиты в верхней мантии находятся низкоскоростный анизотропный материал астеносферного происхождения. Астеносферный поток имеет северо-восточное направление и почти параллелен с движением Анатолийской плиты.

Аналогичный вывод получил А.Магги и К.Пристли (Maggi A., Priestley K., 2005). На основе изучения скорости поперечных волн, они установили, что под Турецко-Иранской платформой находятся низкоскоростные зоны соответствующей тонкой и горячей литосферы (выше солидусной температуры) (рис.3).

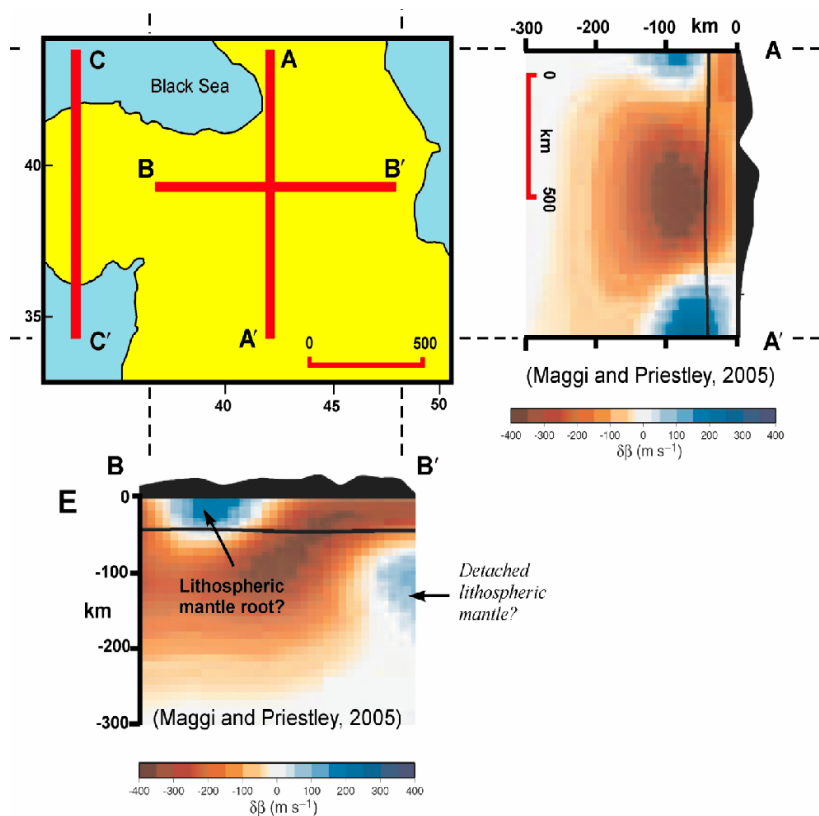


Рис. 3. Томографический разрез, показывающий литосферную структуру Турецко-Иранской платформы (по Maggi and Priestley, 2005).

Анализируя многочисленные модели о происхождении коллизионного вулканизма, на основе Сейсмического Эксперимента по Восточной Турции, петролого-геохимических данных М. Кескин считает, что Восточно-Анатолийское купольное поднятие не связано с мантийным плюмом и позднекайнозойские продукты этой зоны могут быть связаны с погружением плит и отламыванием под Субдукционно-Аккреционным Комплексом (“slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex”) (Keskin M., 2003, 2005) (рис.4).

Интерпретация вышеуказанных геолого-петрогеохимических и геофизических данных позволил нам объяснить происхождение позднекайнозойского вулканизма Малого Кавказа тоже по этим гипотезам.

Сначала коротко посмотрим существующие гипотезы о происхождении коллизионного вулканизма.

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЕНЕЗИСА КОЛЛИЗИОННОГО ВУЛКАНИЗМА

В настоящее время было предложено более 10-ти геодинамических моделей генезиса коллизионного вулканизма для коллизионной зоны, в частности, для Восточно-Анатолийской-Кавказской.

Эти модели в литературе достаточно освещены. Поэтому, заметим, что из этих моделей наиболее популярной является модели: «латеральное верхнемантийное течение плюмового вещества из района Восточно-Африканских рифтов» (Pearce et al, 1990, Ершов, Никишин, 2004); «модель отрыва субдукционного слэба на раннеколлизионной (инверсионной) стадии и как следствие появления астеносферного выступа под будущим коллизионным орогеном непосредственно под границей Мохо» (Dewey et al., 1986, Pearce et al., 1990, Keskin et al., 1998, Keskin, 2002-2007); «модель коллизионного магматизма с ведущей ролью окисления глубинных флюидов» (Короновский, Демина, 1996, 1998, 1999); «модель палеогенового коллизионо-рифтогенного вулкано-плутонического магматизма происходившийся в результате сжатие литосферы и подъем разуплотненного мантийного субстрата» (Рустамов, 1995, 2005); «модель связь позднеколлизионного вулканизма с продольными и поперечными структурами растяжения, возникшими в шовной-коллизионной зоне на стадии активизации области вдоль зоны сопряжения» (Исмаил-заде, 2001); «модель коллизионно-рифтогенного происхождения позднекайнозойского вулканизма, с ведущей ролью мантийного метасоматизма» (Имамвердиев, 2000, 2002, 2003, 2006).

Следует отметить, что вышеперечисленные модели в целом не противоречат друг другу. Как отмечено Н.В.Короновским и Л.И.Деминой (1996), существенная разница заключается в источниках тепла, необходимого для плавления, а также в механизмах плавления позднеколлизионного вулканизма. Поэтому перед нами состояла задача – разрабатывать модель, связывающие геодинамические процессы и магматизма на позднеколлизионном этапе развития Малого Кавказа. Для этой цели необходимо наряду с геолого-петро-геохимическими и геофизические данные, особенно сейсмотомографические. Хотя для Малого Кавказа такие данные весьма скудные или совсем отсутствуют, мы попытались использовать сейсмологические данные для Малого Кавказа, сопредельными территориями и сейсмотомографические данные для соседних коллизионных областей, например Восточной Анатолии и Северо-Западного Ирана.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вышеприведенный короткий геофизический материал показывает, что на территории Кавказа и в смежных областях под корой находится астеносферная линза, которая является по нашему мнению, главным источником позднекайнозойского вулканизма. Поднятие же астеносферного выступа под корой, по мнению многих ученых, обусловлено отрывом *субдукционного слэба* на раннеколлизионной стадии складчатых областей. С таким явлением можно объяснить присхождение мантийного магматизма в коллизионных зонах.

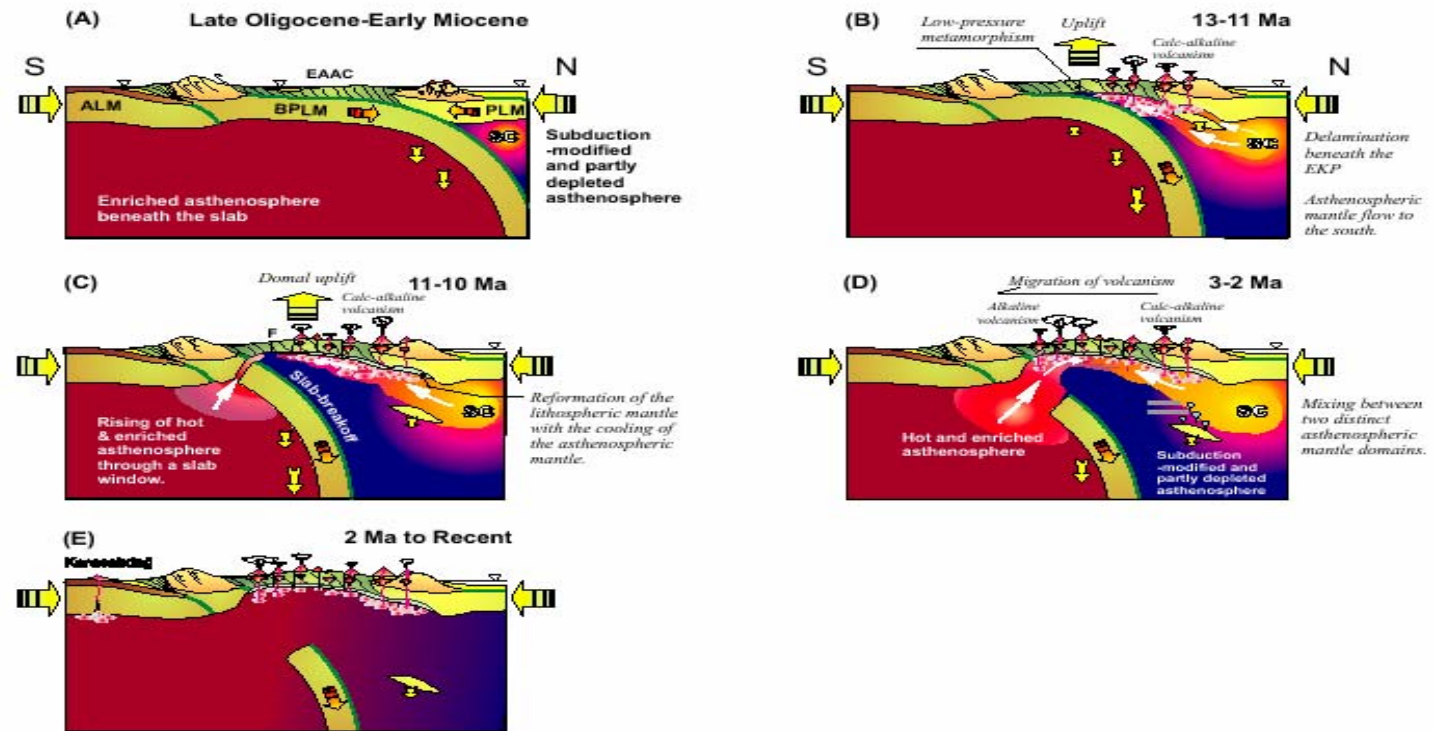


Рис.4. Эволюция Восточной Анатолии в верхнее Оligоцен-Четвертичное время. EAAC-Восточно Анатолийский Аккреционный Комплекс, ALM-Аарвийская литосферная плита, BPLM-литосферная мантия Битлис-Потиргского Массива, PLM-литосферная мантия Понтида, SC-астеносферная мантия содержащий субдукционный компонент, EKP- Эрзрум-Карское плато.

Слэбы выявлены с помощью сейсмотомографии. Как указывает В.Е.Хаин (2002), «данные сейсмотомографии свидетельствуют о погружении глубоко в мантию наклонных зон повышенных сейсмических скоростей – пластины океанской литосферы, так называемые *слэбы* (slab-ломоть, буквально - плита, пластина по-английски)». В дальнейшем выяснилось, что со временем отрывается нижняя часть погружающегося слэба, связанный с нарастанием растягивающих напряжений, возникновение которых способствуют дегидратация и дальнейшая метаморфизация (эклогитизация) базальтового и габбрового слоев (рис.5). В зону же отрыва снизу проникает материал астеносферы. Образуется астеносферное окно, дающее начало мантийному магматизму, который нередко следует за субдукционным и коллизионным. Разогретые части мантии называются по-разному: «слэб-окнами»; «псевдоплюмами»; «вторичными мантийными диапирами» (Davies J.Y., 1995).

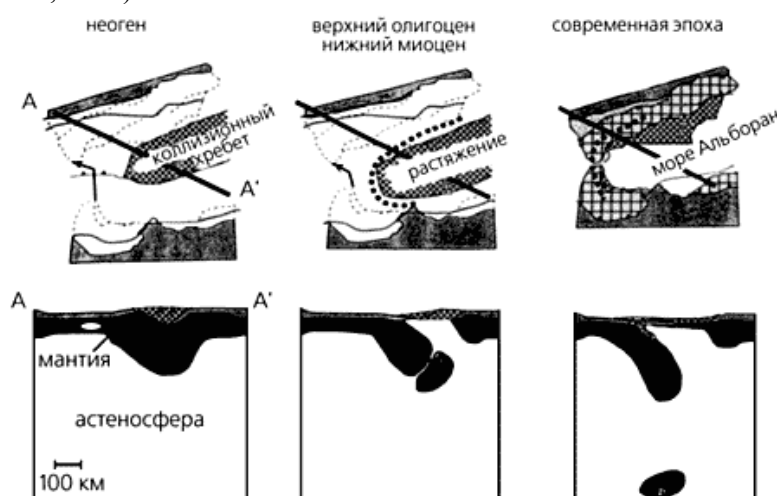


Рис.5. Схемы отрыва нижней части погружающегося слэба Африканской литосферной плиты под морем Альборан (Blanco M.J., Spukman W., 1993). Отрыв связан с нарастанием в нижней части слэба растягивающих напряжений, возникновению которых способствует дегидратация и дальнейшая метаморфизация базальтового и габбрового слоев (по В.Е.Хаину, 2002).

Механическое отслоение и удаление нижних частей мантийной литосферы обычно называют «*деламинацией*». Согласно П.Берду (1979), литосферная мантия отщепляется от вышележащей коры благодаря подъему и внедрению между ними астеносферного материала. *Деламинация – это отрыв низов более плотной литосферы и ее погружение в менее плотную астеносферу при определенных условиях. Причиной данной плотностной инверсии являются термальные и вещественные различия, а также фазовые переходы.* Исходя из сказанного, считается, что в коллизионных орогенах нижняя часть литосферы может отслаиваться (деламинироваться) из-за возникшей инверсии плотностей между астеносферой и более холодной утолщенной литосферной мантией (Киселев и др., 2004).

В настоящее время деламинация используются как альтернатива в объяснении быстрых региональных поднятий и растяжений, сопровождаемых литосферным утонением, увеличением магматической активности в складчатых областях. В результате деламинации в нижней коре возникают кратковременные аномальные температурные градиенты, происходит плавление и формируются бимодальные вулканические серии с одной стороны, еще сохраняющие надсубдукционные геохимические «метки», а с другой – отражающие состав нижней коры. С этим процессом объясняется возникновение кайнозойского магматизма в пределах во многих внутриконтинентальных конвергентных подвижных поясах (например, Центральные Анды, Забайкалье, Северный Тибет и др.). Анализируя высокоскоростные аномалии через мантию под Памиром и Гиндукушем, И.Ю.Кулаков (2007) считает, что погружение литосферного материала осуществляется не непрерывно, а дискретными порциями. В результате удвоение коры происходит фазовые переходы, которые приводит к существенному повышению плотности и через некоторое время происходит быстрое погружение этого материала. Как указано выше, наиболее убедительные факты приведены М.Кескином для объяснения позднекайнозойского коллизионного вулканизма для Восточной Турции, на основе Сейсмического Эксперимента, проводимой в Восточной Турции (ETSE), а также изотопно-геохимических данных. Развивая идеи своих учителей Дж.Пирса и А.М.Шенгора и детально обсуждая все существующие модели о происхождении коллизионного вулканизма, М.Кескин приходит к заключению, что позднекайнозойские продукты этой зоны могут быть связаны с погружением плит и отламыванием под Субдукционно-Аккреционным Комплексом (“slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex) (рис.4) и Восточно-Анатолийское купольное поднятие не связано с мантийным плюмом.

Исходя из вышеизложенных фактов, нам представляется, что образование позднекайнозойского вулканизма Малого Кавказа является результатом отрыва субдукционного слэба.

Как отмечено М.И.Рустамовым, меловой вулканизм северные ветви Мезотетиса (Аджаро-Триалетский, Борчалинский, Газахский, Агджакедский и др.) образовались в рифтогенных надсубдукционных задуговых прогибах. А палеогеновый магматизм вулкано-плутонических поясов центрального сегмента связан не с процессом субдукции океанической коры, а обусловлен мантийным диапиризм вдоль зоны глубинных разломов и коллизионной геодинамикой. Региональный мантийный диапиризм разуплотненной массы является источником и индикатором магмогенерации.

По нашему мнению, в условиях жесткой коллизии в зонах континентальной конвергенции происходит двойное утолщение литосферы. А.И.Киселев и др. (2004) считает, что это может произойти в течение 30-50 млн. лет, что совпадает с началом кайнозойского этапа горообразования Кавказа. В это время происходит эклогитизация базальтов нижней коры и изменение фазового состава. С увеличением глубинности переход основных пород в эклогиты создает инверсию плотностей. Иначе говоря, в результате утолщение земной коры за счет сжатия литосферы, в нижних частях коры происходит фазовые переходы, которые приводят к существенному повышению плотности. После накопления неко-

торой критической массы происходит быстрое погружение этого материала, которое затягивает также часть гравитационно неустойчивой холодной литосферы.

В результате деляминации литосферы астеносферные потоки перемещаются под границей Мохо и обеспечивают плавление коры. Источником нагревания является горячее астеносферное вещество, а также продуцируемые астеносферой базальтовые расплавы, подстилающие основание коры. Кроме того, погружаясь в астеносферу, деляминированный блок мантийной литосферы может высвободить воду, и могут способствовать плавлению его. Подъем астеносферы обуславливал появление базальтовых расплавов, их сегрегацию в основание коры и проникновение на более высокие уровни, в результате чего накапливалась мощная вулканогенная толща. При этом, благоприятными условиями для крупномасштабного плавления гранитных батолитов являлось наличие толстой прогретой коры. Примером могут быть широкие проявления гранитоидных формаций в эоцен-олигоцен-раннемиоценовое время в вулcano-плутонических поясах Малого Кавказа, где мощность земной коры составляет ~55 км.

Таким образом, кайнозойская тектоно-магматическая активизация Малого Кавказа, заложение и развитие рифтовых впадин, бимодальный и субщелочной базальтовый вулканизм имели место в данном регионе после последовательного закрытия океана Мезотетис. В этом коллизийном поясе предделяминационное коровое утолщение сопровождалось метаморфизмом коровых пород, отвечающим эклогитовой фации в низах коры, что являлся причиной погружения литосферы и деляминации (slab steepening and breakoff). Деляминация вызвала повышение теплового потока, магматизма и позднеорогенное растяжение.

Прогрессивное охлаждение глубинного источника магмообразования может быть причиной образования дайкового поля в Кельбаджар-Истисуйинской синклиналииной зоне и возможно трещинное излияние субщелочного и щелочного вулканизма на бортах молассовых прогибов. За счет дополнительного разогрева и притока летучих компонентов образовались крупные вулканы известково-щелочного состава неогенового возраста. При этом в отдельных местах возникали периферические очаги, остывание которых приводило к формированию гипабиссальных интрузий. Затем в верхнеплиоцен-четвертичное время образовался бимодальный вулканизм. Так, временная пространственная сопряженность корового и мантийного магматизма обусловила внедрение мантийных расплавов, в условиях растяжения, в нижнюю кору, что приводило к ее плавлению и образованию кислых вулканитов (трахириолит-риолитовая серия). Одновременно, в данной ситуации смена обстановки сжатия на растяжения способствовало на развитие рифтовых впадин, сводообразование и проявление субщелочного и щелочного вулканизма (трахибазальт-трахиандезиобазальт-трахиандезитовая и базанит-тефритовые серии). Эти факты также объясняют, почему вулканические продукты являются известково-щелочными (с субдукционным характером) на северо-западной части Малого Кавказа и химические свойства изменяются до субщелочных и щелочных (типа внутриплитных) к юго-востоку.

По нашему мнению обнаруженные высокоскоростные слои в верхах верхней мантии в пределах Куринской и Южно-Каспийской впадинах, а также под Большим Кавказом, отражают следы погружения в мантию остатков преобразованной океанической литосферы.

Таким образом, сейсмотомографические исследования показывают, что во многих территориях Кавказа кора становится более тонкой, а уровень залегания астеносферы повышается. В этих областях литосфера разрывается, и низкоскоростная мантия достигает коры. Аналогичная картина наблюдается и в Южно-Каспийской и Куринской впадинах, где под рифтовыми структурами и осадочными бассейнами наблюдается, по сейсмическим данным, утонение литосферы и апвеллинг астеносферы к подошве коры. Выделенные рифтовые структуры, по нашему мнению, могут быть, во-первых, областью накопления углеводородов и, во-вторых, содержать рудные месторождения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М.Е. Некоторые особенности глубинного строения впадин Средиземноморского типа по данным об изостатических аномалиях силы тяжести. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, №4.
2. Артюшков Е.В. Образование Южно-Каспийской впадины в результате фазовых переходов в нижней части континентальной коры. Докл. АН России, 2007, т.416, №5, с.647-652.
3. Винник Л.П., Ленартович Э. Структура верхней мантии Кавказа и Карпат по сейсмическим данным. Изв.АН СССР, сер. Физика земли, 1976.
4. Ершов А.В., Никишин А.М. Новейшая геодинамика Кавказско-Восточно-Африканского региона. Геотектоника. 2004. №2. с.55-72.
5. Имамвердиев Н.А. Геохимия позднекайнозойских вулканических комплексов Малого Кавказа, Баку: "Nafta-Press", 2000, 192 с.
6. Imamverdiyev Nazim A. The Late Cenozoic Collision rift related volcanism of the Lesser Caucasus (petrological, geochemical aspects). 4th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology. Isparta, Turkey. 2001. Proceedings, Ankara. 2002. P.149–159.
7. Имамвердиев Н.А. Петрология и геохимия позднекайнозойских вулканитов Малого Кавказа. Дисс. на соискание ученой степени док. геол.-мин. наук. Баку: ИГАН, 2002. 412 с.
8. Имамвердиев Н.А. Особенности развития позднекайнозойского коллизионного вулканизма Кавказского сегмента Альпийско-Гималайского пояса. Вестник Бакинского Университета. Серия естественных наук, №4, 2006, с. 95-103.
9. Исмаил-заде А.Д. Геодинамические обстановки Альпийского магматизма Кавказа. Материалы Международной конференции. В кн.: "Геодинамика Черноморско-Каспийского сегмента Альпийского складчатого пояса и перспективы поисков полезных ископаемых", Баку: 1999, с.145-146.
10. Исмаил-заде А.Д., Кадиров Ф.А. Мантийные аномалии в структуре Южно-Каспийской впадины: геолого-геофизическая модель мантийного плюма. В кн.: "Проблемные вопросы геодинамики, петрологии и металлогении Кавказа". Баку: 2007, с.50-60.
11. Кенгерли Т.Н. Новая интерпретация геолого-тектонического строения Юго-Западного Кавказа. В кн.: «Основные проблемы геологического изучения и использования недр Северного Кавказа». Севкавгеология, Ессентуки: 1995, с.302-304.
12. Киселев А.И., Гордиенко И.В., Лашкевич В.В. Петрологические аспекты гравитационной нестабильности тектонически утолщенной литосферы. Тихоокеанская геология, 2004, т.23, №2, с.20-29.
13. Короновский Н.В., Демина Л.И. Модель коллизионного вулканизма Кавказского сегмента Альпийского пояса: Докл.РАН, 1996, т.350, №4, с.519-522.
14. Короновский Н.В., Демина Л.И. Коллизионный этап развития Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса: геодинамика и магматизм. Геотектоника. 1999. №2. С.17-35.

15. Короновский Н.В., Демина Л.И. Особенности химического состава и петрогенезис коллизионных магматитов Большого Кавказа. В кн.: №Научное наследие академика М.АКашкая-взгляд из XXI века. Баку: 2007, с.153-165.
16. Кулаков И.Ю. Геодинамические процессы в коре и верхней мантии земли по результатам региональной и локальной сейсмотомографии. Автореф. дисс. на соискание ученой степени док. геол.-мин. наук. Новосибирск: 2007.
17. Рустамов М.И. Южно-Каспийский бассейн – геодинамические события и процессы, Баку: Изд-во «Nafta-Press», 2005, 345 стр.
18. Хаин В.Е. Современная геодинамика: достижения и проблемы. Природа №1.2002.
19. Шихалибеги Э.Ш. Некоторые проблемные вопросы геологического строения и тектоники Азербайджана, Баку: Элм, 1996, 215 с.
20. Keskin M. Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model of collision related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey, *Gephys. Res.Lett.* 2002, v.30, № 24.
21. Keskin M. Domal uplift and volcanism in a collision zone without a mantle plume: Evidence from Eastern Anatolia. www.mantleplumes.org.
22. Maggi A., Priestley K. Surface waveform tomography of the Turkish-Iranian plateau. *Geophys.J.Int.* 2005. 160, p.1068-1080.
23. Pearce J.A., Bender J.F., De Long, Kidd W.S.F. et al. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *J.Volcanol. Geotherm. Res.*, 1990, 44, p.189-229.
24. Peacock S.M., Rushmer T, Thompson A.B. Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters.* 1994. V. 121. P. 227-244.
25. Sandvol E., Turkelli N., Zor E. et al. Shear wave splitting a young continent-continent collision : An example from eastern turkey. *Geophys. Res. Lett.* 2003, 30, № 24.
26. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic oceanic basalts implications for mantel composition and processes magmatism in the ocean basins. *Geological Society Special Publication*, 1989, № 42, p.313-345.
27. Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W. Chemical characteristics of the fluid phase released from a subducted lithosphere and the origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1986. v. 29. № 1-4. p. 293- 309.

**KIÇIK QAFQAZIN GEC KAYNOZOY KOLLIZIYA VULKANIZMININ
TƏZAHÜR ETMƏSİ SUBDUKSIYA OLUNMUŞ LİTOSFER SLEBİNİN
DELAMİNASIYASININ SƏBƏBİ KİMİ**

N.Ə.İMAMVERDİYEV

XÜLASƏ

Məqalədə gec kəynozoy kolliziya vulkanizminin əmələ gəlməsinin müasir geodinamik modellərinə baxılır. Geoloji-geokimyəvi və geofiziki materialların təhlili əsasında müəyyən olunmuşdur ki, Kiçik Qafqazın gec kəynozoy kolliziya vulkanizmi subduksiya olunmuş litosfer slebinin delaminasiyası ilə əlaqədardır.

**DELAMINATION OF SUBDUCTED LITHOSPHERIC SLAB AS A REASON OF
LATE CENOZOIC COLLISION VOLCANISM IN THE LESSER CAUCASUS**

N.A.IMAMVERDIYEV

SUMMARY

In the paper there have been considered recent geodynamic models of genesis of Late Cenozoic collision volcanism. On the base of the interpretation of geological-geochemical and geophysical data there has been considered that the formation of Late Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus is linked with the delamination of subducted lithospheric slab.