

© М.А.Мустафаев. 2006

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЗМА И ГЕОДИНАМИКА КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА В ЮРСКОМ ПЕРИОДЕ (АЗЕРБАЙДЖАН)\*

М.А.Мустафаев

*Институт геологии НАН Азербайджана  
AZ 1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А*

Регион исследования, охватывающий пространство между Каспийским и Черным морями, в пределах Азербайджана включает в себя океанические и субокеанические бассейны, юрско-меловую островную дугу со зрелой континентальной корой, рифтовые структуры, региональные разломы и сейсмофокальные зоны. Рассматриваются взаимоотношение этих структур, эволюция в них юрского магматизма и тектонический режим его формирования. Установлено, что в пределах северной палеоокраины Гейча-Акеринского океанического бассейна в мезозойский период сформирован Черноморско-Малокавказско-Каспийский вулканоплутонический пояс. Его юго-восточное окончание заходит в Нижнекуринскую впадину и раскрывается в акватории Южнокаспийской впадины, а северо-западное – уходит в акваторию Черноморского глубоководного бассейна. В обоих концах пояса формировались рифтовые структуры позднеюрского возраста с субщелочными магматическими комплексами. Выяснено, что в юрский период Черноморско-Малокавказско-Каспийский вулканоплутонический пояс являлся переходной зоной между океаническим и континентальными типами строения земной коры, подобной западнотихоокеанскому типу и представлял собой фрагмент активных континентальных окраин.

По изученности геологического строения, истории геологического развития, тектоники, магматизма и металлогении Кавказский сегмент является одним из детально исследованных объектов Альпийско-Гималайского пояса. Природа регионов Кавказского сегмента определяется сопряженным развитием тектонических, магматических и рудообразующих процессов. Реконструкция этих процессов в свое время проводилась с позиции геосинклинальной теории. Все вопросы геологии, в частности касающиеся тектономагматических процессов и обусловленной ими металлогенической зональности, тогда рассматривались на фиксистой основе, согласно которой определить природу тех или иных тектонотипов и геодинамических обстановок проявления магматизма, происходящих в их глубинах, в некоторых случаях было невозможным. Мобилистский подход к анализу этих проблем дал авторам (Гаджиев и др.

1978; Рустамов, 1987; Rustamov, 2002; Исмаил-Заде, 2004; Засеев, Абрамович, 1993; Мустафаев Г., 2002; Мустафаев, 2000а, 2002; Карякин, 1989; Остроумова, Центер, 1986; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005 и др.) возможность достаточно определенно в отдельных регионах Азербайджана и Кавказа выделить различные морфогенетические структуры континентального и океанического типов и свойственные им магматические и рудные проявления, реконструировать место и положение сутурных зон Палео- и Мезотетиса. Результаты этих исследований носят в основном региональный, а иногда глобальный характер. Однако магматическим комплексам локальных зон с этой позиции уделено относительно мало внимания, хотя природа геологических событий, происходящих в них, имела сложный характер и обладала большой информативностью. В полной мере это относится к азербайджанскому сектору Кавказской ветви

\* Рецензент не разделяет точек зрения автора на ряд научных положений по статье, а именно: наличие на Малом Кавказе симатической коры, океанического залива, переходной зоны океан-континент и Муровдаг-Гарабагской субдукционной зоны

Мезотетиса, отдельные зоны (северная – Гойтхско-Тфанская, южная – Нахчыванская и центральная – Малокавказская), которого, представляющие собой вулканический фронт, характеризующийся максимальной концентрацией центров извержений и наибольшей мощностью вулканического материала, стали объектом данного исследования.

Многими учеными в этих регионах проведены геологические исследования и палеотектонические реконструкции, разработаны схемы тектонического районирования, из которых в данной работе во внимание принята схема тектонического районирования Азербайджана по Э.Ш.Шихалибейли (Тектоническая карта..., 1980) (см. рис.).

В настоящем сообщении под мезозойскими магматическими комплексами Азербайджана понимаются вулканоплутонические образования, сформированные в обстановке регионального сжатия в процессе взаимодействия Евроазиатской и Афро-Аравийской литосферных плит. При этом становление вулканоплутонического пояса в северном обрамлении Кавказской ветви Мезотетиса, как фрагмент переходной зоны океан-континент, воспринимается автором как единая мезозойская тектономагматическая палеосистема (Mustafayev, 2004), где вулканические процессы проявились мощно, пестро и многоэтапно с образованием продуктов разнотипных магм в разных геодинамических обстановках (океанических, островодужных, рифтогенных) (Mustafayev, 2002). К тому же, мезозойский вулканизм в различных тектонических зонах имеет с точки зрения петрологии, геохимии и металлогении, кроме схожих, и много отличительных черт, обусловленных особенностями геодинамической их эволюции (Абдуллаев и др. 1988; Мустафаев, 2000а).

Ранняя активизация юрского вулканизма приурочена к южной активной окраине Скифской плиты и по своему пространственному положению охватывает Гойтхско-Тфанскую зону на южном склоне Большого Кавказа (Северный вулканический фронт). Здесь в начале юры в процессе нарастающего погружения и дробления кристаллического фундамента происходило заложение продольно-линейных прогибов, постепенно трансформировавшихся в единый лейассовый бассейн (Милановский,

Хаин, 1963), в этих прогибах на фоне осадочения глубоководных песчано-глинистых отложений происходили массовые трещинные излияния однородных толеитовых базальтов натриевого типа с образованием серий параллельных даек и силлов, тяготеющих по химизму к таковым срединно-океанических хребтов (СОХ) (Мустафаев, 2000а). Судя по составу пород, этот вулканизм, очевидно, маркирует спрединг нижнеюрского этапа. Интенсивность вулканизма ослабевала к северу, где расположены более стабильные зоны Главного хребта и его северного склона, представлявшие собой в ранней юре островные дуги (ОД) (Борсук, 1979). Еще севернее, в эпибайкальской Бечасынской зоне, раннеюрский вулканизм резко ослабевает.

Установлено, что в Тфанской зоне юрский вулканизм, озаменованный двумя импульсами вулканических извержений, маркирует осевую зону растяжений Большекавказского палеобассейна. Ранний импульс вулканизма совпадает с ранней юрой, а поздний – с байосом. Продукты раннеюрского вулканизма по составу соответствуют базальтам и долеритам, которые характеризуются низкой калиевой ( $K_2O = 0,2-0,5 \%$ ) и высокой натриевой ( $Na_2O / K_2O = 1,4-4,7$ ) щелочностью (Мустафаев, 2003). По этим показателям они относятся к недифференцированной серии натриевых базальтов, а по титанистости ( $TiO_2 = 1,4-2,7 \%$ ) – к классу высокотитанистых толеитовых серий. По отношению  $K_2O/TiO_2$  тренды базальтов и долеритов соответствуют трендам СОХ (Мустафаев, 2000а, 2000б, 2003; Mustafayev, 2001). Для них весьма характерно соотношение  $FeO / MgO (1,5-2,1)$ , по которому они сопоставляются с океаническими толеитовыми базальтами ( $FeO / MgO = 0,7-2,1$ ). По-видимому, эти однородные базальты фиксируют скорее всего океанический субстрат, на котором на более позднем этапе – в байосе – в связи с изменением геотектонической обстановки вулканизма сформировались породы протяженной серии андезит-дацит-риолитового ряда также с натриевой спецификой. Дифференциаты последнего по составу отвечают породам от низкощелочных и умеренно титанистых толеитовых базальтов до низкощелочных плагиориолитов, подобных тем, которые встречаются в современных ОД эн-

симатического типа. Таким образом, в ранне-среднеюрское время на Северном вулканическом фронте – Гойтхско-Тфанской зоне – в развитии вулканизма наблюдается смена геодинамического режима от рифтогенного типа к островодужному.

В этот же период на Южном вулканическом фронте, в пределах пассивной окраины Иранского микроконтинента в Нахчыванской складчатой зоне раннеюрский вулканизм был спровоцирован рифтингом. В действительности, здесь в зоне сопряжения Шаруро-Джюльфинского антиклинория и Ордубадского синклинория в результате деятельности вулканов центрального и трещинного типов формировались серии пород толеит-базальтового состава, характерные для континентальных рифтов (Карякин, 1980; Мустафаев, 2000а, 2003). Возраст вулканических продуктов первоначально определен как нижняя юра (Азизбеков, 1961), а по последним уточненным данным – как синемюр-плинсбах (Касумзаде, 2001). Эти вулканиды по составу, возрасту и сериальной принадлежности схожи с таковыми Северного вулканического фронта – Тфанского рифта, но отличаются от последних повышенной щелочностью и высокой титанистостью, довольно устойчивым химическим составом ( $\text{SiO}_2 = 46-52\%$ ), все они низко- и умеренноглиноземистые и высокотитанистые ( $\text{TiO}_2 = 1-4\%$ ), характеризуются узким интервалом фракционирования по кремнезему, что в совокупности определяет их рифтогенную природу.

Подобные вулканические процессы более интенсивно развиты также на Западном Кавказе, где продукты вулканизма пестрого состава в виде прерывистых выходов протягиваются вдоль южного склона Большого Кавказа. Вулканическая активность здесь соответствует раннеальпийскому тектоническому циклу, «...знаменующемуся растяжением и деструкцией эпипалеозойской континентальной коры, интенсивным погружением площади всего Большого Кавказа с возникновением обширных морских бассейнов на субокеанической коре» (Джанелидзе, Надареишвили, 1999).

Различные типы раннеюрских базальтоидов образовались из оливин-базальтовой магмы первично-мантийного генезиса, которая в процессе эволюции дифференцирова-

лась в Тфанском трого и в Нахчыванской зоне по толеитовым трендам. Однако выявленные незначительные латеральные вариации в химизме раннеюрских пород, по-видимому, связаны с различной степенью плавления исходного субстрата и различиями в процессах фракционирования магм в малоглубинных промежуточных очагах (Мустафаев, 2003).

Юрская вулканоплутоническая ассоциация в равной мере как с вулканогенной, так и плутоногенной составляющими с наибольшей интенсивностью проявлена на Центральном вулканическом фронте – в Малокавказском фрагменте, прослеживаясь между акваториями Южнокаспийской и Черноморской впадин и имея ширину около 150-200 км. Она включает следующие геотектонические единицы (с юга на север): Гейча-Акеринский океанический залив с рифтогенным режимом; сейсмофакальную зону (СФЗ) с северонаправленной зоной субдукции, отделяющей Гейча-Акеринский океанический залив от обрамляющей его с севера мезозойской ОД с энсиалическими и энсиматическими блоками; Газах-Ходжавендскую группу задуговых и интрадуговых прогибов; Куринскую межгорную впадину (КМВ) с островодужным (в нижней-средней юре) и рифтогенным (в поздней юре-позднем мелу) развитием; Вандамскую линейно-вытянутую ОД энсиалического типа. Значительная часть этих структурных элементов вместе с окраинным морем южного склона Большого Кавказа в мезозое развивалась как активные континентальные окраины (АКО) Евразии и находилась в условиях регионального сжатия, связанного со сближением Гондваны с Евразией. Отдельные фрагменты этих структур приходят в соприкосновение с корой Гейча-Акеринской зоны непосредственно Муровдаг-Гарабагским глубинным разломом. Эта глубокопроницаемая линейная структура, заложенная еще в начале байосского периода в северном обрамлении Гейча-Акеринского океанического залива, интерпретируется нами как главная магмаконтролирующая структура мезозойского этапа, отвечающая по многим параметрам СФЗ Заварицкого-Беньюффа. Одна из примечательностей последней заключается в формировании над ней вулканического центра типа «трубки взрыва» с характерными продуктами щелочной (тефриты, субщелочные пикробазальты,

трахибазальты) и щелочно-ультраосновной (пироксеновые горнблендиты – щелочные перидотиты) магмы вулканического и интрузивного облика. Это уникальное явление впервые выявлено автором (Мустафаев, 2000а; Mustafayev, 2001, 2002, 2004) в ареале среднеюрских вулканокластических комплексов на территории Гарабагской ОД и в настоящее время является единственным. Формирование рассматриваемых ультраосновных пород в условиях ОД можно объяснить с позиции (концепции) доагматического метасоматоза (Коржинский, 1953). Согласно этой концепции, трансмагматические флюиды, поднимающиеся из глубин мантии, воздействуя на вещества больших глубин (возможно пироксенитового субстрата), преобразуют их в метасоматически измененные породы, одновременно обогащая их некогерентными элементами (K, Rb, Sr, Ba, U, Th и др.), в дальнейшем разуплотненное мантийное вещество с метасоматизированными пироксен-амфиболовыми породами, первоначально находящееся ниже границы Мохоровичича, могло передвигаться из зоны Заварицкого-Беньоффа в верхние структурные этажи литосферы в виде мантийного диапира, а затем выводиться вулканами в виде «трубки взрыва» на дневную поверхность. Не менее интересным образованием фронтальной зоны Гейча-Акеринского залива являются дугообразные разломные зоны (в Муровдагском фрагменте), маркирующие субвулканические выходы кислых пород (дациты и риолиты) более молодого (нижне- и верхнемелового), чем вмещающие их породы (среднеюрские) возраста. Данная ситуация свидетельствует о длительной и сложной эволюции мезозойского кислого вулканизма и долгой живучести СФЗ. Таким образом, в пределах АКО юрский вулканизм протекал в условиях чередующихся процессов растяжения и сжатия при дифференцированных перемещениях блоков коры. В результате сформированные вулканические комплексы в различных зонах АКО довольно разнообразны по составу, серийной принадлежности и фациально-палеовулканическим особенностям.

Первая вспышка вулканизма в пределах Черноморско-Малокавказско-Каспийского вулканоплутонического пояса (ЧМК ВПП) совпала с началом байосского вулканизма с

образованием мощной (до 2000 м) толщи продуктов основной магмы. Затем в позднебайосское время произошло массовое излияние продуктов кислой магмы дацит-риолитового ряда (700-750 м). Последние представляли собой, по-видимому, первое «гранитное звено» в ряду превращений симатической коры океанического типа в сиалическую кору континентального типа, о чем свидетельствует сформировавшийся уже «гранитно-метаморфический слой» в фундаменте ЧМК ВПП. Поэтому начальная базальтовая фаза байосского вулканизма нами интерпретируется как источник, приводящий к утолщению «базальтового» слоя, а происходящий вслед за основным кислый вулканизм – как механизм, способствующий образованию первого кислого члена «гранитно-метаморфического» слоя земной коры. Однако вулканы бимодальной серии характерны не для вулканических образований ОД и АКО, а для рифтогенных структур, где они имеют наибольшее распространение и являются индикаторами определения природы подобных геодинамических обстановок. В связи с этим формирование вулканитов байосской контрастной базальт-риолитовой формации в Малокавказской ОД (в северном обрамлении Гейча-Акеринского океанического залива) можно объяснить следующим. В указанном регионе наблюдается пространственная сопряженность ареалов байосского вулканизма с СФЗ, непосредственно отделяющей континентальную кору от океанической. Эта зона сопряжения в начале мезозойского времени являлась наиболее активным и подвижным тектоническим элементом Кавказского региона в целом. Высокая тектоническая напряженность здесь реализовалась проявлением интенсивного и многоэтапного юрского вулканизма и сопровождалась возникновением структур сжатия и растяжения с образованием узких прогибов с активным субдукционным и, возможно, локальным рифтоподобным байосским магматизмом.

В целом, в складчатом обрамлении Кавказской ветви Мезотетиса в условиях океаноконтинент происходили интенсивные тектономагматические процессы (субдукция, островодужный магматизм в вулканической и интрузивной формах, метаморфические и метасоматические преобразования и др.), харак-

терные для АКО. Особенно наличие здесь сопряженной пары вулканической и (или) плутонической ассоциаций однозначно свидетельствует о существовании в юрское время в северном обрамлении Мезотетиса АКО западнотихоокеанского типа.

В батское время в обстановках, аналогичных байосскому, формировалась вулканогенно-осадочная толща, сложенная непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формацией преимущественно с толеитовой и бонинитовой серией пород. Следовательно, присутствие пород бонинитовой серии (Магакян и др., 1993; Остроумова, Центер, 1986) в ассоциации с ультрамафическими породами (Мустафаев, 2000а; Mustafayev M.A. 2001, 2002, 2004), а также пространственная близость их выходов с СФЗ, позволяют допустить формирование батских вулканитов во фронтальной части вулканоплутонического пояса на коре субокеанического типа.

Специфика батского вулканизма заключается в образовании сближенных по времени разновидностей пород в последовательности от основных к кислым в составе трех вулканических серий – толеитовой, бонинитовой и известково-щелочной. По тектонической схеме Э.Ш.Шихалибейли (Шихалибейли, 1980) (рис.) они являются составной частью трех разнохарактерных структурных зон: Лок-Агдамской (породы известково-щелочной серии), Гейча-Гарабагской, Мисхана-Гафанской (породы толеитовой и бонинитовой серий). Породы толеитовой и бонинитовой серий распространены вдоль всего вулканического фронта, а известково-щелочная серия тяготеет к промежуточной зоне вулканического ареала. Однако толеиты вблизи океанической коры более примитивные, чем таковые удаленных зон. Наличие бонинитов и широкое развитие примитивных толеитов в фрагментах Гарабагской и Лачинской ОД определяют их первичную энсиматичность. В других зонах (Лок-Агдамская ОД) толеитовый магматизм развивается в тесной ассоциации с известково-щелочным в условиях энсиаличности. Этим объясняется то, что активные палеоокраины Гейча-Акеринского океанического бассейна в среднеюрское время приобрели островодужную специфику, подобную тихоокеанскому типу.

Установлено (Мустафаев, 2000а, 2000б; Mustafayev, 2001, 2002), что батские породы являются продуктами толеитовой и бонинитовой магмы, выплавленными из перидотитового субстрата (лерцолитов и гарцбургитов) верхней мантии. В незначительном количестве имеются также продукты ультраосновной магмы – метасоматизированные ультрамафиты. Характерные черты этих образований (ультраосновной состав, их локальное развитие и РТ-условия образования) свидетельствуют о самостоятельности ультраосновной магмы. Макдональд (Macdonald, 1968) считает, что породы толеитовой и известково-щелочной магм образовались за счет единой богатой оливином магмы при её фракционировании на глубинах около 30-35 км. Позднее (Takahashi, Kushiro, 1983) исследования безводного ксенолита и шпинелевого лерцолита из гавайских щелочных базальтов показали, что близиквидусное парциальное плавление при давлениях около 15 кбар дает толеитовые базальты, а при давлениях 15-25 кбар выплавляются щелочные базальты. При увеличении степени парциального выплавления щелочные базальтоиды сменяются высокомагнезиальными толеитами, а при давлениях выше 25 кбар – щелочными пикритами. Давление для батских базальтов толеитовой магмы, согласно нашим исследованиям, варьирует от 1,1 до 2,0 ГПа, что соответствует выплавкам лерцолитового субстрата, находящегося на границе между корой и мантией. Температура ликвидуса для них по оливиновому геотермометру Л.Перчука равна 1262-1393<sup>0</sup>С. Бониниты бонинитовой магмы выплавливались по сравнению с толеитами в условиях повышенных РТ (при Р = 1,2-2,2 ГПа и Т = 1260-1386<sup>0</sup>С с содержанием в магме воды до 3,5 %), находящихся в равновесии с гарцбургитом верхней мантии. Что касается магм ультраосновных пород, то их выплавление происходило в условиях относительно больших давлений и температур (Р = 2,5-3,0 ГПа; Т = 1381-1398<sup>0</sup>С). Данные термодинамических параметров показывают, что глубины генерации этих магм в целом близки и свидетельствуют об их частичном (10-15 %) выплавлении из одного и того же субстрата, но из разных его участков на границе кора-мантия.

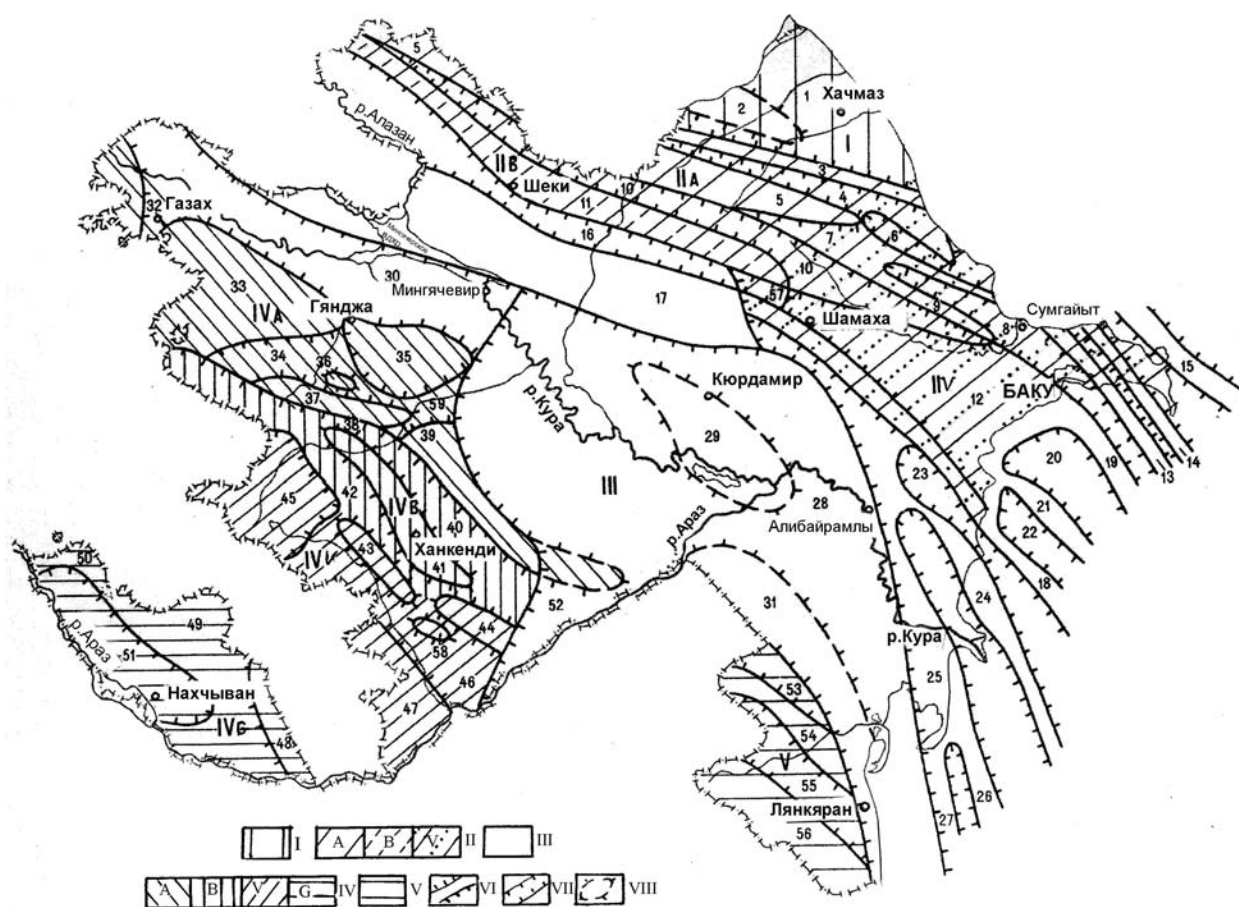


Схема тектонического районирования Азербайджана  
(Шихалибейли, 1980)

1 – Предкавказский передовой прогиб; 2 – Мегантиклинорий Большого Кавказа (А – Миогеоинклинальная зона, Б – Вандамская зона, В – юго-восточный Кавказ); III – Куринская межгорная впадина; IV – Мегантиклинорий Малого Кавказа (А – Сомхито-Агдамская зона, Б – Гейча-Гарабагская зона, В – Мисхано-Гафанская зона, Г – Араксинская зона); V – Талышская складчатая зона; VI – Границы антиклинориев; VII – Границы синклинориев; VIII – Контуры крупных гравиационных максимумов. Названия структурных элементов, на которые ссылаются в статье: 5 – Тфанский антиклинорий, 11 – Вандамский антиклинорий, 28 – Нижнекуринский синклинорий, 29 – Кюрдамир-Саатлинское погребенное поднятие, 30 – Среднекуринский синклинорий, 32 – Газахский синклинорий, 33 – Шамкирский антиклинорий, 34 – Дашкесанский синклинорий, 35 – Агджакендский синклинорий, 37 – Муровдагский антиклинорий, 39 – Агдамский антиклинорий, 40 – Ходжавендский синклинорий, 41 – Гарабагский антиклинорий, 43 – Лачинский антиклинорий, 46 – Гочасский синклинорий, 47 – Гафанский антиклинорий, 49 – Ордубадский синклинорий, 50 – Шарурский антиклинорий.

Начало поздней юры повсеместно ознаменовалось изменением геотектонического режима, обусловившего перестройку плана складчатости, разрывообразование и рифтогенез, миграцию прогибов и заполнение их осадками с дальнейшим осложнением складчатости. В результате этого был создан основной структурный каркас региона (Шихалибейли, 1967). Установлено, что в различных геотектонических условиях меняется природа позднеюрского магматизма от островодужной

к рифтогенной, а состав его продуктов – от известково-щелочной к субщелочной.

В современной структуре Малого Кавказа позднеюрский вулканический ареал, начиная от р. Араз, прослеживается в северо-западном направлении и через Бердский район заходит на территорию Армении, где в районе Шамлуг покрывается мощным чехлом позднемеловых вулканогенных толщ. Оттуда через Артвин-Болнисскую глыбу с перерывами прослеживается по территории Грузии до

акватории Черного моря. Начиная с позднего оксфорда, особенно в кимеридже, получают развитие процессы сжатия, в результате которых формировались комагматические ряды вулканоплутонической ассоциации, объединяющей вулканогенную базальт-андезит-дацитовую и интрузивную габбро-диорит-гранодиоритовую формации, различные фации которых являются основной рудовмещающей средой эндогенных месторождений полезных ископаемых, парагенетически связанных непосредственно как с вулканитами, так и с комагматичными им гранитоидами.

Каждая активизация тектонических процессов в оксфорд-кимериджское время превратила локальные участки вулканического поля в широкую разломную зону и привела к протеканию вулканизма главным образом в островодужной обстановке над падавшей на север палеосубдукционной зоной. Этот островодужный вулканизм к юго-востоку замыкается в районе р. Инджачай в пределах Нагорного Гарабага Азербайджана, а к северо-западу – в районе Локского выступа в пределах Грузии. Затем вулканическая активность как к северо-западу, так и к юго-востоку сопутствовала процессам зарождения и развития внутридугового рифта. Так, в пределах Грузии позднеюрские вулканиты с перерывами обнажаются от Локского выступа до Дзирульского кристаллического массива, далее в северо-западном направлении погружаются на большие глубины под мощный чехол палеогеновых отложений Аджаро-Триалетской зоны и больше на дневной поверхности не обнажаются. Лишь в Западной Грузии продолжение данных вулканитов установлено глубоким бурением в Колхидской впадине. Эта погребенная позднеюрская рифтовая структура к западу уходит в акваторию Черного моря, а к востоку замыкается в районе Дзирульского кристаллического массива (Надаришвили и др., 2002). В пределах Азербайджана, начиная от р. Инджачай, через Эльбекдашское плато позднеюрские вулканические комплексы прослеживаются к юго-востоку до р. Араз, где погружаются под новейшие отложения Нижнеараской депрессии и, возможно, оттуда посредством трансформных разломов мигрируют к Нижнекуринской впадине, где в это время существовал внутри-

дуговой рифт, уходящий к востоку в Южнокаспийскую впадину (Мошашвили, 1990). Подобное мы наблюдаем в Колхидской впадине в Грузии. Следовательно, не исключена возможность с процессами позднеюрского рифтогенеза связать образование безграничных частей Черноморской (Джанелидзе, Надаришвили, 1999) и Южнокаспийской глубоководных впадин.

Следует отметить, что в мезозойское время вулканизм, носящий рифтогенные черты, проявился несколько раньше (в ранней юре) на южной активной окраине Скифской плиты (в Тфанской зоне) и на пассивной северной окраине Иранского микроконтинента (в Нахчыванской складчатой зоне). Затем в результате быстрого затухания рифтогенного магматизма в начале средней юры он сменяется субдукционным магматизмом, который охватывает весь среднеюрский период. В дальнейшем в позднеюрско-поздне меловой период тыловодужные юрские и меловые прогибы вновь вовлекаются в рифтообразование (Mustafayev, 2001, 2002).

Допускается, что в позднеюрское время формируются две вулканические серии, соответствующие двум типам магм – толеитовой оливин-базальтовой и щелочной оливин-базальтовой, в совокупности являющихся двумя ветвями первичной оливин базальтовой магмы. Производными толеитовой оливин-базальтовой магмы являются нормальнощелочные породы базальт-андезит-дацитовая формации и их габбро-диорит-гранодиоритовые комагматы, которые формировались на мощной коре континентального типа в условиях активной ассимиляции материалов коры. О явлениях ассимиляции свидетельствуют наличие в породах среднего и кислого состава разорванных зёрен ксеногенного кварца и иногда его присутствие в базальтах виде вкрапленников. Производными щелочной оливин-базальтовой магмы являются субщелочные пикробазальт-трахидацитовые формации контрастного типа. В эволюции состава нормальнощелочных пород прослеживаются два последовательных тренда: толеитовый и известково-щелочной, а субщелочных пород – щелочной. Существование в позднеюрское время вулканитов различной сериальной принадлежности – толеитовой, известково-щелочной и субщелочной, указы-

ваает на значительный диапазон глубин зарождения магматических очагов.

В ряде случаев при образовании позднеюрских субщелочных вулканических комплексов часть ювенильных магматических масс поступает непосредственно на поверхность, минуя периферические очаги, и формирует породы однородной толщи. Такие породы можно наблюдать в составе позднеюрской субщелочной пикробазальт-трахидацитовый формации в виде субщелочных пикробазальтов и субщелочных оливинных базальтов (42-48 % SiO<sub>2</sub>, 15-20 % MgO, 0,9-2,0 % K<sub>2</sub>O). По многим признакам эти базальтоиды имеют большее сходство с таковыми континентальных рифтов, чем с базальтоидами других геодинамических обстановок. В составе позднеюрских вулканических комплексов субщелочные базальтоиды по сравнению с нормально щелочными содержат повышенные концентрации Mg (15-20 %), Ni (до 210 г/т) и Cr (360-490 г/т), что может указывать на различные глубины выплавления этих пород и соответственно на различную степень частичного плавления исходного субстрата при их генерации.

Базальтоиды, богатые глубинными элементами (Mg, Ni, Cr и др.), интерпретированы как первичные мантийные выплавки (Фролова, Бурикова, 1997). Среди пород островодужной базальт-андезит-дацитовый формации они редки. В рифтогенной субщелочной пикробазальт-трахидацитовый формации наиболее близкими к исходной магме следует, по-видимому, считать субщелочные пикробазальты и оливинные базальты, в которых возможности ассимиляции ограничены. Проведенные исследования показали, что исходный расплав для базальт-андезит-дацитовый формации скорее всего был близок к той оливин-базальтовой магме, которая была исходной для пород вулканической формации предыдущего среднеюрского этапа вулканизма (Мустафаев, 2000а, 2000б). Термодинамические расчеты показывают, что при формировании позднеюрских островодужных и рифтогенных образований глубины генерации базальтовых магм несколько отличаются. РТ-параметры для базальтоидов островодужной серии имеют следующие значения:  $P = 1,0-1,8$  ГПа,  $T = 1200-1280^{\circ}\text{C}$ , а для рифтогенной серии –  $P = 2,2-2,5$  ГПа,  $T = 1300-1400^{\circ}\text{C}$ . В первом случае глубины генерации базальтовой

магмы варьируют в интервале 30-50 км, а во втором – 70-75 км. Различие термодинамических параметров, видимо, обусловлено различными геодинамическими обстановками формирования пород позднеюрских формаций.

### Заключение

Территория Азербайджана характеризуется широким развитием продуктов мезозойского магматизма. Наибольшее скопление магматических продуктов отмечено в юрском периоде по северному обрамлению Гейча-Акеринского океанического бассейна, где они в виде широкого вулканического пояса (средней шириной до 40 км) прослеживаются в северо-западном направлении между акваториями Каспийского и Черного морей и охватывают почти все промежуточные регионы от Гейча-Акеринского океанического бассейна до Кахетино-Вандамской шовной зоны, которые в мезозое, по-видимому, представляли единое целое. Вдоль всего пояса в условиях океаноконтинент происходили интенсивные тектономагматические процессы (субдукция, островодужный магматизм в вулканической и интрузивной формах, метаморфические и метасоматические преобразования и др.), в результате в различных геодинамических обстановках сформирован ЧМК ВПП. Вдоль пояса магматические комплексы, сменяя друг друга, образуют закономерные латеральные ряды, в которых они не только сопряжены пространственно, но и в соответствии с теорией тектоники плит связаны общностью происхождения. Особенно наличие вдоль пояса сопряженной пары вулканического и (или) плутонического комплексов подтверждает существование здесь в мезозое АКО западнотихоокеанского типа.

Максимум вулканической активности проявился в юре, когда вулканы формировались на обширной территории, от Гекча-Акеринской океанической плиты до южного склона Большого Кавказа, главным образом в островодужной обстановке. Помимо субдукционного, в пределах ЧМК ВПП проявлялся также рифтовый вулканизм с максимумами в лейасе-аалене, оксфорде-киме-ридже, апте-маастрихте.

Допускаются (Засеев, Абрамович, 1993) наличие двух субдукционных зон, в результате



которого океаническая кора Кавказской ветви Мезотетиса в одних случаях подвинута к северу под Евразийский континент, а в другом случае – к югу под Иранский микроконтинент. Нам кажется, что увязать весь мезозойский магматизм здесь одним или двумя субдукционными зонами невозможно, потому что при формировании всего мезозойского комплекса часто менялась геодинамическая обстановка, сопровождающаяся то господством сжатия, то растяжения. В этой связи, по-видимому, будет правильно связать юрский вулканизм с возникновением и оживлением зоны субдукции, позднеюрско-раннемеловой и позднемеловой обстановками рифтогенеза.

В зоне сопряжения Гейча-Акеринского океанического залива с юрской островодужной системой отмечаются частые перерывы между вулканическими извержениями и накоплением наряду с вулканиитами также карбонатных пород; наблюдаются сокращенные разрезы юрских вулканических толщ; здесь же присутствуют альпинотипные гипербазиты, офиолитовые пластины, примитивные толеиты и бониниты, а также высокотитанистые базальты из зон спрединга. Формирование этих комплексов связано с развитием СФЗ, совпадающей, по нашему мнению, с системой наиболее глубинного Муровдаг-Гарабагского скола, в мезозойское время отделяющего океаническую плиту от Евразийского континента. Над СФЗ формировалась главная масса мезозойских вулканических толщ, в которой проявлена преимущественно островодужная геодинамическая обстановка западнотихоокеанского типа. В связи с этим, мезозойский вулканизм приобрёл надсубдукционный характер.

В целом, мезозойский этап развития Кавказской ветви Мезотетиса в пределах Азербайджана привел к закрытию океана Мезотетис и смещению всех активных процессов к югу в зону коллизии.

#### ЛИТЕРАТУРА

- АБДУЛЛАЕВ, Р.Н., МУСТАФАЕВ, Г.В., МУСТАФАЕВ, М.А., АЛИЕВ, И.А., ШАФИЕВ, Х.И., ГАСАНОВ, Р.К. 1988. Мезозойские магматические формации Малого Кавказа и связанные с ними эндогенные оруденения. Элм, Баку, 160.
- АЗИЗБЕКОВ, Ш.А. 1961. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолиздат, Москва, 502.
- БОРСУК, А.М. 1979. Мезозойские и кайнозойские магматические формации Большого Кавказа. Наука, Москва, 300.
- ГАДЖИЕВ, Т.Г., АКСЕЛЬРОД, М.А., ПОТАПОВА, Е.И. 1978. Геотектоническое развитие и металлогения Сомхето-Кафанской структурно-формационной зоны Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Изд.ВИЭМС, Москва, 36.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, И.П., ШЕНГЕЛИА, Д.М. 2005. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. Научный мир, Москва, 460.
- ДЖАНЕЛИДЗЕ, Т.В., НАДАРЕИШВИЛИ, Г.Н. 1999. Мезозойский вулканизм Закавказской межгорной области и его индикаторная роль в геодинамике Кавказа. В кн.: *Проблемы геологии и петрологии*. Тбилиси, 168-178.
- ЗАСЕЕВ, В.Г., АБРАМОВИЧ, И.И. 1993. Юрско-меловая петрохимическая зональность Сомхето-Кафанской островодужной системы (Малый Кавказ). *Геотектоника*, 2, 47-53.
- ИСМАИЛ-ЗАДЕ, А.Д. 2004. Геодинамическая позиция офиолитовой аллохтонной пластины Гейча-Акеринской зоны Малого Кавказа. *Сб. труд., посвящ. 100-летию со дня рожд. П.Д. Гамкрелидзе*. Тбилиси, 64-67.
- КАРЯКИН, Ю.В. 1989. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. Наука, Москва, 150.
- КАСУМЗАДЕ, А.А. 2001. Стратиграфическая классификация, номенклатура, терминология и геохронометрия (вопросы и проблемы). *Nafta-Press*, Баку, 80.
- КОРЖИНСКИЙ, Д.С. 1953. Проблемы петрографии магматических пород, связанные со сквозьмагматическими растворами и гранитизацией. В кн.: *Магматизм и связь с ним полез. ископаемых*. Изд. АН СССР, Москва, 220-234.
- МАГАКЯН, Р., СОБОЛЕВ, А.В., ЗАКАРИАДЗЕ, Г.С., КОНОНКОВА, Н.Н. 1993. Петрология дифференцированных бонинитовых магм на примере мезозойской островной дуги. *Петрология*, 1, 4, 431-448.
- МИЛАНОВСКИЙ, Е.Е., ХАИН, В.Е. 1963. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, Москва, 357.
- МОШАШВИЛИ, А.Б. 1990. Сравнительный анализ геотектонического развития Южно-Каспийской (Куринско-Западно-Туркменской) и Черноморской впадин. Автореферат доктор. дисс., Тбилиси, 38.
- МУСТАФАЕВ, Г.В. 2002. Основные черты металлогении Азербайджана. *Nafta-Press*, Баку, 231.
- МУСТАФАЕВ, М.А. 2000а. Мезозойский вулканизм Азербайджана и палеогеодинамические обстановки его формирования. *Известия АН Азербайджана. Науки о Земле*, 1, 27-33.
- МУСТАФАЕВ, М.А. 2000б. Особенности мезозойских вулканических серий Азербайджана в различных геодинамических обстановках. В кн.: *Геология и минерально-сырьевая база Северного Кавказа. Мат. IX Межд. науч. практ. геол. конф.* Ессентуки, 182-191.
- МУСТАФАЕВ, М.А. 2003. Раннеюрский вулканизм зоны растяжения Большекавказской системы Мезотетиса. *Известия НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 1, 40-49.

- НАДАРЕИШВИЛИ, Г.Ш., ДЖАНЕЛИДЗЕ, Т.В., ДЖР-БАШЯН, Р.Т., МУСТАФАЕВ, Г.В., МУСТАФАЕВ, М.А. 2002. Фанерозойский вулканизм южного Кавказа. В Сб. труд., посвящ. 90-летию со дня рожд. Г.С. Дзоценидзе. Тбилиси, 39-52.
- ОСТРОУМОВА, А.С., ЦЕНТЕР, И.Я. 1986. Аналогии марианит-бонинитовой серии в юрских вулканитах Карабахского хребта (Малый Кавказ). *Известия АН СССР*, 290, 2, 441-445.
- РУСТАМОВ, М.И. 1987. Магматические формации Араксинской зоны и задачи их дальнейших исследований. В кн.: *Вопросы геологической петрологии Азербайджана*. Элм, Баку, 44-64.
- ШИХАЛИБЕЙЛИ, Э.Ш. (под ред.). 1980. Тектоническая карта Азербайджанской ССР в масштабе 1:500000. Изд. ВСЕГЕИ, Ленинград.
- ФРОЛОВА, Т.И., БУРИКОВА, И.А. 1997. Магматические формации современных геотектонических обстановок. Изд. МГУ, Москва, 320.
- ШИХАЛИБЕЙЛИ, Э.Ш. 1967. Геологическое строение и история тектонического развития Восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана). Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 3, 235.
- MACDONALD, G.A. 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas. *Contrib. Hawaii Geophys. Year.* 477-522.
- MUSTAFAYEV, M.A. 2001. Petrology and geodynamic conditions of formation of the early Alpine stage magmatic series of the East Caucasus (Azerbaijan). *Proceedings, 4-th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*. Isparta, Turkey, 165-180.
- MUSTAFAYEV, M.A. 2002. Types and conditions of mesozoic volcanism manifestation of Azerbaijan. *Proceedings dedicated to 90-th birthday anniversary G. Dzotsenidze's*. Tbilisi, 94-104.
- MUSTAFAYEV, M.A. 2004. Petrology of magmatic series of contact zones of island arc and riftogenic structures in the Lesser Caucasus (Azerbaijan). *Proceedings, 5<sup>th</sup> Internat. Sympos. on Eastern Mediterr. Geology*. Thessaloniki, Greece, 1187-1189.
- RUSTAMOV, M.I. 2002. Geodynamic evolution of the South-Caspian Basin and its oil and gas-bearing system. *Conference Proceedings 6-th International Oil and Gas Conference*. Tashkent, 161-176.
- TAKAHASHI, E., KUSHIRO, I. 1983. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *Am.Mineral.* Vol. 68, 9/10, 859-879.

**Рецензент: член-корр. НАН Азербайджана А.Д.Исмаил-Заде**