

О ДООРОГЕННЫХ ФОРМАЦИЯХ И ГЕОДИНАМИКЕ ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТА ПРИАРАКСИНСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (АРМЕНИЯ)

© 2006 г. М. А. Сатиан*, Р. Т. Мириджанян**, Э. М. Акопян*

**Институт геологических наук НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения*

***Гарнийская геофизическая обсерватория НАН РА
375019, Ереван, пр. Маршала Баграмяна, 24а, Республика Армения
Поступила в редакцию 18.11.2005 г.*

В строении домолассового комплекса выделены терригенно-карбонатный субплатформенный гариссийский и ранне-среднеальпийский комплексы: рифтогенные вулканогенная толща лейаса-доггера(?), офиолитовая серия поздней юры(?) – раннего мела, эффузивно-вулканокластическая, а также осадочная толща позднего мела, флишоидный комплекс дания-эоцена. Рассмотрены гетерогенная структура домолассового основания, границы тектонической зоны и вопросы геодинамики доорогенного этапа.

Геологическое строение ю-з части Армении оставалось во многом неясным до постановки глубинного и структурного бурения и сейсмопрофилирования. Перекрытая плащом продуктов новейшего вулканизма и пролювиально-аллювиальными осадками р. Аракс и впадающих в нее притоков эта площадь стала объектом поисков нефти и газа и многочисленных реконструкций строения молассового комплекса олигоцена-неогена (Габриелян и др., 1981; Асланян, 1970 и др.). Однако строение доорогенного комплекса оставалось мало обсужденным.

1. О формациях и их рядах доорогенного этапа

Карбонатно-терригенные и карбонатные субплатформенные формации вариссийского этапа имеют значительные мощности – более 4 км в восточном секторе Приараксинской зоны. Однако к западу от Разданского глубинного разлома, в пределах западного сектора ожидаются резкие сокращения и даже нулевые мощности данного комплекса (данные по скв. 14-Раздан, по геологическому строению правобережья р. Аракс – р-н г. Кагызман). (Асланян, 1958).

Базальтовая формация лейаса-доггера (?) вскрыта скв. 5-Маркара (рис. 1, 2) мощностью более 1 км, слагается базальтами, спилитами, метадиабазами, габбро-диабазами, относимыми к лейасу и секущимися спессартитами, вероятно, более молодого возраста (J_3-K_1), коррелируемыми с лампрофирами в выходах карбонатно-вулканогенной формации в басс. р. Веди (Сатиан и др., 2001). Породы формации сильно трещиноватые, метаморфизованы в фации зелёных сланцев (альбит, хлорит, эпидот, амфибол). Это более высокий уровень метаморфизма, чем офиолиты, вскрытые западнее, в скв. 1-Октемберян (Г) и выступающие на поверхность в районе г. Кагызман, а также восточнее, в басс. р. Веди. Толща коррелируется с вулканогенным лейасом Нахичеванской мульды (Карякин, 1989), блоками базальтов (K/Ag – 199 млн. лет) в составе Норугийского меланжа; там же выявлены блоки кристаллических известняков, вероятно, латерально замещающих базальты к бортам рифта (рис. 2) (Сатиан и др.,

1999), а также коррелируемых с щелочными базальтами, метаморфизованными в зеленосланцевой фации, выступающими в основании карбонатно-вулканогенного позднего келловей-берриаса в верховье р. Веди (Сатиан и др., 2001).

Карбонатно-вулканогенная формация допреднигского этапа (поздний келловей-берриас). Формация выделена в разрезе Ведийского антиклинория и Ерахской антиклинали (Сатиан и др., 2001). В составе формации преобладают базальты щелочной серии, но также встречаются пикродолериты толеитовой серии. Осадочные породы – микритовые и органигенные известняки включают крупные олистолиты кристаллических известняков и линзы известковистых радиоляритов с обильными остатками радиолярий оксфорда-кимериджа (Сатиан и др., 2001; Белов и др., 1991). Формация включает мелкие секущие тела брекчированных серпентинитов, штоки габбро-диабазов и линзы магнезиальных карбонатитов, кремней глобулярной структуры, а также диатремы щелочно-лампрофировых туфов и даек (Сатиан и др., 2005). В разрезах глубоких скважин в междуречье рр. Ахурян и Раздан аналоги этой формации не выявлены, однако не исключается замещение её собственно вулканогенной формацией (верхи разреза скв. 5-Маркара).

Офиолитовая серия. Спилиты и диабазы, вскрытые скв. 1-Октемберян (Г) на глубине 3225-3632 м, к низам разреза сменяются габбро-норитами (неполная мощность 1349 м) и в совокупности относятся к офиолитовой серии (Агамалян, Кургиян, 1989). Отсутствие или ограниченное развитие прослоев радиоляритов является признаком кратковременности антрактов вулканизма, что, наряду с низким К-щелочным составом базальтоидов, косвенно указывает на высокие скорости спрединга. Этот тип разреза существенно отличается от разрезов офиолитов в басс. р. Веди, где преобладает чередование щелочных базальтов с силицитами. Погребённые офиолиты коррелируются с выходами офиолитов вдоль правобережья р. Аракс от района г. Кагызман до слияния с р. Ахурян. Офиолиты, вскрытые глубокой скважиной 1-Октемберян (Г) под молассами кайнозоя и отчасти флишоидами эоцена, сброшены относительно их выходов в районе

г. Кагызман, с амплитудой сброса до 3,5 км. Сброс формировался на флишевом и молассовом этапах, однако достоверные геолого-геофизические наземные данные о простирании разлома отсутствуют. Скорее, это крупная зона разлома, с-з простирания, которая была подмечена Г. Абигом, Т. Освальдом, А. Марголиусом и др. на месте слияния р. Ахурян с р. Аракс, меридионально простирающаяся долина которой, вероятно, также наследует зону крупного разлома. Об этом свидетельствует пересечение долиной р. Ахурян всего структурного ансамбля широтного простирания Закавказского геотраверса, также, коленовидное смещение простирания хребта Агридага к югу от слияния долины рр. Ахурян с Араксом, близ меридианальное простирание вдоль долины р. Ахурян изолиний сил тяжести и изопахит Октемберянской свиты (олигоцен), наконец, резкое затухание по правобережью сейсмической активности при Спитакском землетрясении 1988г.

По данным сейсмического профилирования и гравиметрии, офиолитовая сутура, погребенная под флишевой толщей палеогена, в восточном направлении достигает низовьев долины р. Раздан – зоны меридионального глубинного разлома, где скорее флексурно смыкается с офиолитами, вскрытыми скв. 1-Чатма и выступающими на поверхность в верховье долины р. Веди (территория Хосровского заповедника). Таким образом, и с востока погребенные офиолиты ограничены крупным сбросом. Латеральные к бортам рифта переходы к осадочным фациям склона и мелководья мало изучены. Выявленные в составе Норугийского меланжа крупные олистолиты кристаллических известняков, содержащих остатки кораллов титона-раннего мела (Сатиан и др., 1999), могут быть отнесены к южным мелководным литофациям офиолитового рифта (рис. 2).

Дальнейшее простирание офиолитовой сутуры на восток в басс. р. Арпа подтверждается обилием офиолитокластов в отложениях верхнеконьякского комплекса у с. Хидзорут (Сатиан, 1984), а также результатами сейсмопрофилеирования ст. "Земля". В Нахичеванской впадине офиолитокласты имеются в разрезе обломочной толщи раннего сенона района г. Ордубада, ксенолиты ультрабазитов – в вулканических постройках орогенного этапа, кроме того погребенная офиолитовая сутура прогнозируется по комплексу геолого-геофизических данных. Пересечение офиолитовой сутурой долины р. Аракс и её южного простирания на стыке с Бафт – Наинская зона офиолитов Ирана (Сатиан, 1984) требует дальнейшего уточнения. На территории Восточной Анатолии продолжение Ведийского офиолитового шва мы видим через Эрзинджанский синтаксис, вдоль южного края Киршехирского (Галатского) срединного массива.

В рамках статьи мы не касаемся дискуссионных вопросов генезиса и структурного размещения офиолитов, многократно обсуждавшихся (Соколов, 1977; Сатиан, 1984, 2005 и др.), и лишь вновь подтвердим большую, на наш взгляд, достоверность параавтохтонного их размещения при компрессии рифтов красноморского типа. Широтное простирание офиолитовой сутуры в

Приараксье, отсутствие офиолитов в разрезах скважин района с. Паракар, а также скв. 14-Раздан, к северу от Айнтап-Мараликского горста метаморфического фундамента, погребенного под молассами, обилие кварца и редкость офиолитокластики в разрезе дания-палеоцена вдоль южного борта этого поднятия (скв. 3 и 8-Зейва) в целом подтверждают прогноз о южнонаправленном смещении офиолитов относительно их корневой зоны (рис. 2). Из параавтохтонного размещения геодинамику их возникновения логично связывать с кратковременным спредингом континентальной коры (литосферы) на юге региона. Амплитуда рифтинга сопоставима с растяжением красноморского рифта, не достигшего стадий формирования СОХ и субдукции. К южному плечу мезозойского рифта мы относим поднятие древнего метаморфического комплекса под вулканом Арарат и грядой Агридаг (рис. 1, 2). Наиболее мобильным при рифтинге, по-видимому, являлось северное его обрамление (плечо рифта) – Айнтап-Мараликский горст древнего метаморфического комплекса. В этой схеме Центральная впадина Центральной складчатой зоны Армении (Сатиан, Джрбашян, 1999), выполненная доломассовым мезозойским комплексом, сопоставима с краевым бассейном, огражденным от офиолитового рифта указанным горстом. Растяжение от оси рифта, очевидно, должно было компенсироваться деформациями осадков мезозоя этого бассейна, развитого на континентальной коре.

Эффузивно-вулканокластическая формация (позднеальб-раннеконьякское время). Выделена в долине р. Хосров и к СВ от с. Двин, в разрезе скв. 1-Чатма (Сатиан и др., 2001). Слагается щелочными базальтами и базальтовыми андезитами, которые вверх по разрезу сменяются вулканическими брекчиями трахиандезитов, изредка выявляются силлы тешенитов и трахитов. Вулканы обнаруживают известково-щелочной тренд, дифференцированность составов, относясь к высококалийному, высокотитанистому типу. Включают линзы и пачки апоорганогенно-обломочных и микрозернистых известняков, глинистых алевролитов, изредка радиоляритов. Наибольшие мощности формаций, не менее 400 м, характеризуют разрез глубокой скважины к СВ от с. Двин. Западнее Разданского разлома прогнозируется развитие данной формации к югу от Айнтапского сегмента поднятия фундамента (скв. 12-Неджерлу и др.)

Граувакковая и известняковая (микритовая) формации (сенон). Относятся к постофиолитовому этапу, несогласно с размывом перекрывают досенонские формации. Характерны резкие различия мощностей по крыльям горст-антиклиналей (Ерахской, Ераносской и др.). Суммарные мощности в междуречье рр. Азат и Веди достигают 300-600 м. К сенону западный сектор мезозойского рифта (междуречья низовьев рр. Ахурян и Раздан) воздымается, и осадки этого возраста имеют локальное развитие и маломощны (вдоль ю-з границы Айнтапского сегмента поднятия фундамента). Складчатость, синхронная австрийской и ларамийской, проявилась, по-видимому, значительно.

Флишоидные формации дания-палеоцена и эоцена. Терригенно-карбонатная флишоидная формация дания-палеоцена имеет наибольшие мощности в восточной части, в низовье басс. р. Раздан, обозначаемой как Арташатский прогиб (Габриелян и др., 1981).

По данным структурного и глубокого бурения, анализ мощностей показывает, что их сокращение характерно для западной половины низовьев рр. Ахурян и Раздан. По данным бурения, в пределах Айнтапского сектора поднятия фундамента формация отсутствует. Однако к ЮВ от поднятия её мощности резко наращиваются, достигая более 1400 м (скв. 11-Мхчян) (рис. 1). В составе отложений выявлено обилие обломоч-

ного материала за счёт размыва пород байкальского фундамента.

Флишоидные формации эоцена, широко распространённые и к СВ от Айнтап-Мараликского поднятия (скв. 14-Раздан), частично его перекрывают (скв. 1-Тазагюх, 114-Паракар). Эти отложения развиты на СЗ междуречья низовьев рр. Ахурян и Раздан, а также по правобережью р. Аракс, к югу от г. Кагызман (рис. 1), где несогласно налегают на офиолиты и предполагается их развитие под молассовым комплексом вдоль северного склона массива г. Арарат (рис. 2).

Формации орогенного этапа (олигоцен-миоцен), наложенные на доорогенный гетерогенный комплекс: нижняя моласса – октемберян-

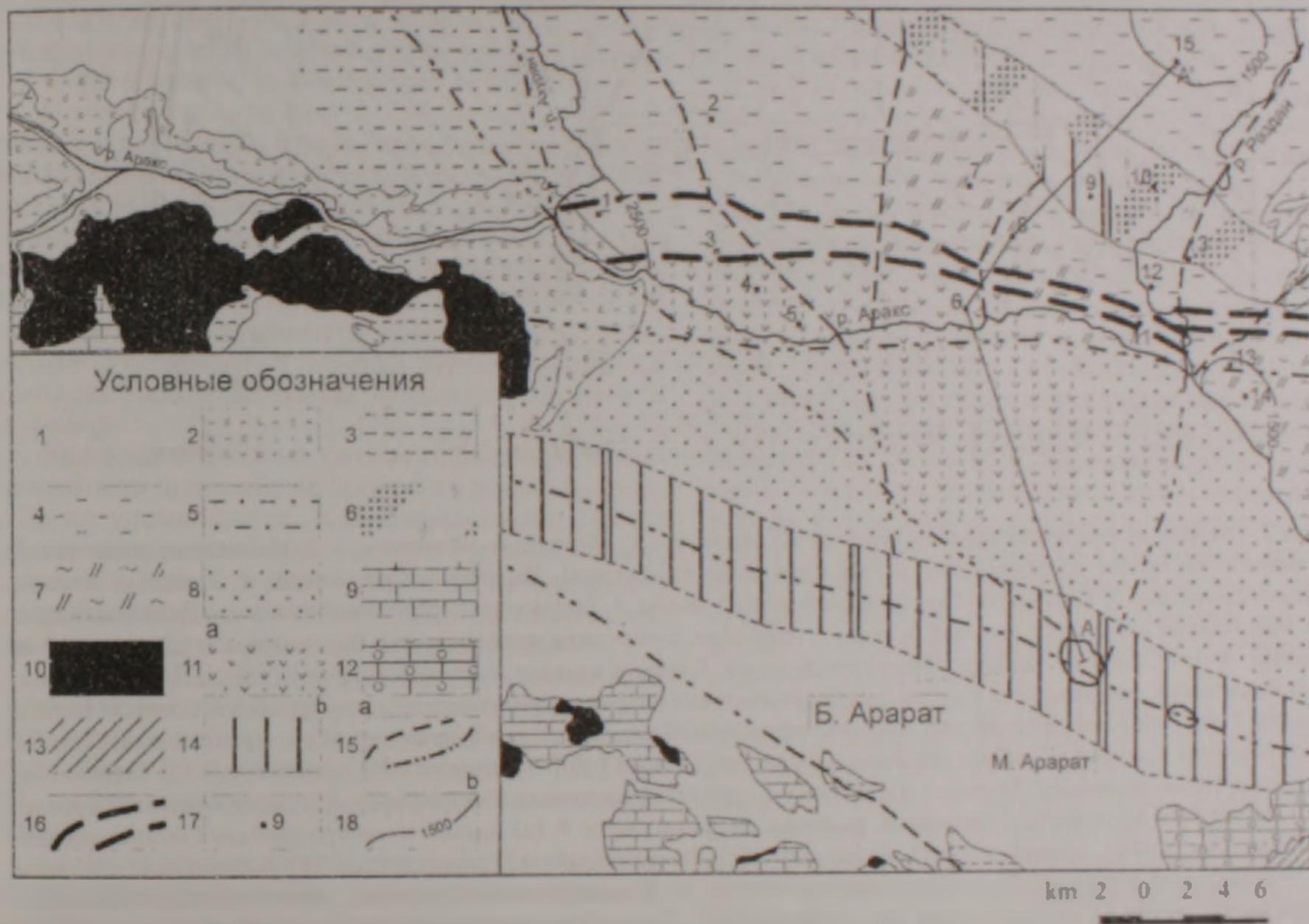


Рис. 1. Схематическая геолого-формационная карта западного сектора Приараксинской тектонической зоны. *Условные обозначения*. 1. Вулканогенно-осадочные образования (наземно-вулканический комплекс и речные, озерные и склоновые осадки) N_2-Q . 2. Молассовый комплекс (не разделённый) P_2-N_1 . 3. Флишоидные образования P_2 . 4. Флишоидные образования P_2 , перекрытые N_2-Q лавами и молассами P_2-N_1 (по данным глубокого бурения). 5. Предполагаемое развитие флишоидных образований P_2 , перекрытых N_2-Q лавами и молассами P_2-N_1 . 6. Флишоидные образования P_2 на Айнтап-Мараликском погребённом поднятии кристаллического фундамента, перекрытые N_2-Q лавами и молассами P_2-N_1 (по данным глубокого бурения). 7. Флишоидные образования P_2 , перекрытые N_2-Q лавами и молассами P_2-N_1 (по данным глубокого бурения) при отсутствии или резко сокращённых мощностях эоцена. 8. Предполагаемое развитие флишоидных образований P_2 и/или P_3 , перекрытых N_2-Q лавами и молассами P_2-N_1 . 9. Граувакковая и известняковая (микритовая) формации K_2^{ms} . 10. Офиолитовая серия (J_2-K_1). 11. (а) Базальтовая формация лейаса-доггера(?), перекрытая N_2-Q лавами и молассами P_2-N_1 (по данным глубокого бурения); (б) та же, предположительно перекрытая N_2-Q лавами, молассами P_2-N_1 , флишоидной толщей дания-эоцена, возможно, и верхнего мела в сокращённых мощностях. 12. Субплатформенные терригенно-карбонатные образования D-T. 13. Выходы древнего метаморфического комплекса (ассинтского). 14. Древний метаморфический комплекс горсты – Айнтап-Мараликский и Арарат-Армянский Пар. 15. Разрывные нарушения а-достоверные (по геолого-геофизическим данным), б-предполагаемые. 16. Офиолитовая сутура (погребённая под молассами и флишоидом). 17. Местоположение устья и цифровое обозначение буровых скважин. *Примечание*: Номера соответствуют скважинам: 1) 8-Ахурян, 2) 15-Кармрашен, 3) 1 оп-Октемберян(г), 4) 2-Герань, 5) 36-Беркашат, 6) 5-Маркара, 7) 8-Зейва, 8) 3-Зейва, 9) 115-Звартноц, 10) 114-Паракар, 11) 2-Масис, 12) 12-Неджерлу, 13) 11-Мхчян, 14) 1-Арташат, 15) 14-Раздан.

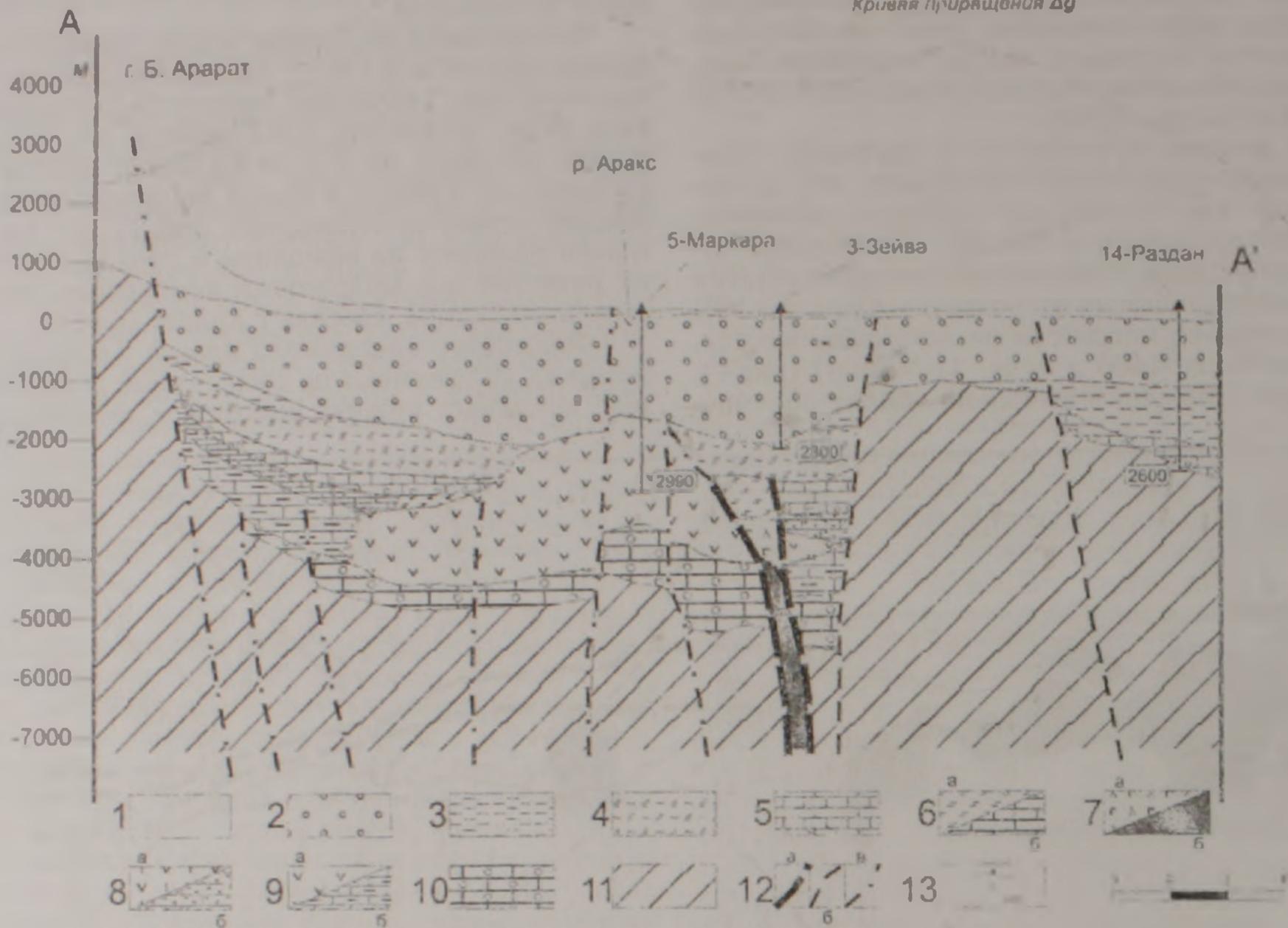


Рис 2 Схематический геологический профиль по линии А - А'. Условные обозначения. 1 Наземно-вулканический комплекс (включает аллювиальные и пролювиальные отложения) Плиоцен-четвертичный. 2 Комплекс моласс. Оligоцен-миоцен. 3 Карбонатно-терригенный флиш. Эоцен. 4 Терригенно-карбонатный флиш. Даний-палеоцен. 5 Микритовые известняки, мергели, в низах - граувакки, аленролиты, конгломераты. Поздний мел (главным образом сенон). 6 (а) Спильиты, диабазы офиолитовой серии. Слагают надвиги и мелкие покровы. Титон(?) - ранний мел (б) Известняки, конгломераты и песчаники (полимиктовые и офиолитокластические), замещают вулканы к бортам рифта. 7 (а) Габбро-гипербазитовый комплекс офиолитовой серии (габбро-пориты и др. реже серпентинизированные гипербазиты) Слагают основание спильитов и базальтов, а также 7 (б) - корневую зону офиолитов. 8. (а) Карбонатно-вулканогенная формация. Вмещает карбонатиты, диагреды щелочных лампрофиров. Поздний келловей-берриас (б) Известняки песчаные, песчаники, развитые по краям рифта. 9 (а) Базальты, габбро-диабазы (зеленокаменно-измененные: альбит, хлорит, эпидот). Лейас-доггер(?). Вмещают дайки(?) спессартитов. (б) Латеральные переходы к бортам рифта в терригенно-карбонатные отложения. 10 Терригенно-известняковые, известняковые субплатформенные формации. Средний-верхний палеозой-триас. 11. Древний метаморфический комплекс Рифей. 12 Разломы: а) ограничивающие надвиги и мелкие покровы офиолитов и корневую зону, б) достоверные, сбросы, взбросы, в) предполагаемые. 13 Места скважин и глубина забоя.

ская толща (олигоцен), пестроцветная толща (нижний миоцен), соленосно-гипсоносная толща (средний миоцен); верхняя моласса - разданская толща (сармат) - так в ряд формаций олигоцена-миоцена; позднеорогенный наземно-вулканический комплекс и ассоциирующие с ним молассы плиоцен-четвертичного возраста завершают его.

2. Обсуждение и выводы

Немало догадок о геологии перекрытого плащом продуктов новейшего вулканизма региона было высказано при ранних рекогносцировочных исследованиях середины XIX и начала XX веков. Г.Абих, за ним и Ф.Освальд пространство между массивами Арарата и Арагаца отно-

сили к грабену. Моласса вдоль долины р.Аракс, включающая месторождения каменной соли (Кульп, Кагызман и др.), и красноцветные песчано-глинистые отложения в совокупности были отнесены к олигоцен-миоцену. Почти не было данных о строении более глубоких горизонтов впадины. К западу, по правобережью р.Аракс Л. Марголиус (1908) на карте отмечает выходы оливковых и серпентинитовых пород.

К.Н.Паффенгольц (1948), по результатам среднемасштабного геокартирования, выделил на ЮВ Нахичеванскую складчатую зону, а район западного Приаракся включил в Центральную складчатую зону, полагая, что это громадная синклиналь, примыкающая к Арзаканской антиклинали. Впоследствии восточная половина между-

речь низовьев рр. Ахурян и Раздан и Садаракская мульда им отнесены к депрессии среднего течения р. Аракс в составе крупного Анатолийско-Иранского межгорного прогиба (Паффенгольц, 1959).

А. Т. Асланян (1958, 1970) Араксинский (Среднеараксинский) оротектонический пояс определяет типичной миогеосинклиналью. К ней он относит Ереванскую мегасинклинальную и Приараксинскую мегантиклинальную тектонические зоны, границей им служит Ереванский глубинный разлом. К западному сектору Приараксинской зоны им относятся и Кохбская (Кульпская) мульда, северо-западные склоны Б. Арарата и вскрытая скважиной 5-Маркара доорогенная вулканогенная толща (>1000 м) предположительно позднеюрского-мелового возраста. В последующем пересмотр кернов привёл нас к выводу о её более древнем, ранне-среднеюрском возрасте.

По представлениям А. А. Габриеляна, Г. П. Симоняна и др. (1981), Среднеараксинская межгорная впадина – это наложенная вулканотектоническая впадина, ограниченная с севера Арагац-Гегамским вулканическим сооружением, а с юга – вулканическим массивом Большого и Малого Арарата и хребтом Армянский пар. В доорогенном строении указываются древний метаморфический фундамент и ранне-среднеальпийский комплекс без детализации формаций мезозоя и их рядов.

Как видно, во всех схемах офиолиты и слагаемый ими шов либо остаются на втором плане, либо не упоминаются. К. Н. Паффенгольц (1948) всё же предполагал присутствие в домолассовом комплексе “южного пояса основных интрузивов”, ультрабазитам же была отведена весьма скромная роль, либо их наличие даже отрицалось.

В схеме В. Л. Егояна (1955) так называемый Гяуркаласинский разлом с ультрабазитами протягивается к району г. Кагызман. Разлом им сопоставлялся с глубинным (в понимании А. В. Пейве), но без анализа истории заложения и геодинамики.

С проведением глубокого бурения, сейсмопрофилирования более объективно удалось воссоздать продолжение кагызманских офиолитов к востоку и наметить их структурную связь с офиолитами верховья басс. р. Веди. Следует подчеркнуть, что вскрытые глубоким бурением вулканические толщи без разделения ошибочно были отнесены к офиолитовой ассоциации (выше было отмечено, что вулканыты, вскрытые скв. 5-Маркара, приурочены к лейасу – началу континентального рифтогенеза, и что вблизи Айнтапского поднятия, вероятно, вскрыты вулканыты альба-раннего сенона, коррелируемые с эффузивно-вулканокластической формацией, выступающей к поверхности в басс. р. Хосров и вскрытой глубокой скв. 1-Чатма). Новые представления о формациях и их рядах основываются на результатах многолетнего геокартирования и литологического изучения выходов мезозойского комплекса, в междуречье рр. Азат и Веди, а также в разрезах глубоких скважин (Сатиан и др., 2001 и др.). Эти исследования привели к выводу о необходимости переоценки структуры

этого сложнопостроенного региона на ЮЗ Армении

Прежде всего, о так называемом *Еревано-Ведийском синклинории*. Его восточную половину слагает Ведийский антиклинорий со средне-позднеюрским-раннемеловым вулканогенным ядром. Западная половина – это сложный структурный ансамбль горст-антиклинальных ветвей (Еранос-Шугаибской, на юге – Ерах-Подкотуцкой). Относительно крупная синклиналь, выполненная флишоидными отложениями дания-эоцена, имеет с-с-з простирание, поперечное преобладающему с-з простиранию складок, и сопровождается системой разрывных дислокаций (Котуцкой). В Двинской (Чатминской) впадине глубоким бурением под флишоидом дания-палеоцена выявлен вулканогенно-осадочный комплекс раннего-позднего мела (допозднеконьякский).

Ещё менее обоснована принадлежность “Еревано-Ведийскому синклинории” Ереванского прогиба и Шорахбюрской антиклинали, поскольку Ереванский прогиб выполнен флишоидной толщей дания-эоцена, а также мощными моласами олигоцена-миоцена, отсутствует вулканогенный мел при сокращённых мощностях осадочного мела. Строение их, как видно, принципиально отличается от строения междуречья рр. Азат и Веди. Шорахбюрская антиклиналь, кроме того, с юга разобщена крупным разломом вдоль долины р. Азат. Строение пстофиолитового комплекса междуречья, между тем, характеризуется умеренными и малыми мощностями флишоидов дания-эоцена, наращивание мощности происходит лишь к югу, к долине Аракса (Арташатский прогиб). В совокупности приведённые признаки структурной геологии и рядов формаций не дают веских оснований для выделения Еревано-Ведийского синклинории.

В этой же связи отнесение А. Т. Асланяном (1958) Ереванского разлома к разряду глубинных в свете новых данных глубокого бурения, сейсмопрофилирования и региональной геологической корреляции требует уточнения и пересмотра. Ереванский разлом (вероятно, также сквозьковский) обрамляет с севера Приараксинский рифт мезозоя и, по геофизическим данным, прослеживается к Ераносской антиклинали. Важно отметить, что разлом этот или пара разломов, ограничивающих Айнтап-Мараликское погребённое поднятие, в иерархии разломов занимает подчинённое место, тогда как ведущее значение принадлежит зоне глубинного смятия вследствие конвергенции миниплит – Апаранской и Араратской, обозначенной Ведийской офиолитовой суртурой. В сущности, схема А. Т. Асланяна сходна со схемой С. Тромпа (1947) о протяженной системе дислокаций с офиолитами от Мраморного моря (Измир-Эрзинджан) к басс. р. Аракс, с тем существенным различием, что к востоку от долины р. Ахурян продолжение этих дислокаций А. Т. Асланян видел в разломе, ограничивающем Айнтап-Мараликское поднятие и не сопровождавшемся офиолитами, судя по данным бурения в р-не с. Айнтап. Кроме того, последующие исследования показали, что Северо-Анатолийский офиолитовый шов от Эрзинджана продолжается

не к долине Аракса, а на СВ, на стык с Севано-Акеринским швом (Yilmaz, Şengör, 1985 и др.), а Ведийский шов через синтаксис района Эрзинджана протягивается вдоль южного края Киршехирского (Галатского) массива (Сатиан, 1984). Здесь же отметим, что в доорогенной геодинамике немаловажно наличие ещё одного офиолитового шва, вдоль южного склона Арарата (рис. 1) – продолжение офиолитов Хоя на стык с Ванским.

Итак, вновь подчеркнём, что в иерархии разломов наивысшие уровни принадлежат офиолитовым сутурам.

В совокупности с особенностями сейсмического разреза коры и гравиметрического, и магнитометрического полей на пересечении выходов офиолитов эти данные подтверждают автономность развития каждого офиолитового шва, в том числе и Ведийского, заложенного в пределах северного края Иранской плиты (Асланян, Сатиан, 1987; Сатиан, 1984, 2005). Офиолитовые швы обозначают область возбужденной мантии в мезозое и, как следствие, рассеянного рифтогенеза литосферы Закавказского-Переднеазиатского геотраверса.

В заключение отметим вновь, что доорогенный этап в развитии Приараксинской зоны предопределён рифтингом континентальной коры, начало которого датируется поздним триасом, далее следуют мощное проявление континентально-рифтового вулканизма в лейасе, спрединг-овая стадия (офиолитогенез) к концу поздней юры до баррема (Сатиан, 2005) и заключительный рифтинг (эффузивно-вулканокластическая формация), затем предколлизийный этап компрессии (граувакковая формация), эвстатический подъём уровня океана (поздний сенон, известняковая формация), накопление флишоидных формаций палеогена во впадинах, в целом наследовавших простирание рифта мезозоя и размещённых вдоль его краёв при резком различии фаций и мощностей вдоль южного и северного бортов.

Что касается развития и строения Нижнеахурянской-Араратской молассовой впадины и её бортов, то нельзя не отметить, что погружение на орогенном этапе Айнтап-Мараликской гряды поднятий фундамента происходило на фоне прогрессивного поднятия фундамента Араратской гряды, сопровождаемого мощным проявлением вулканизма, и возникновение стратовулкана Арарат на позднеплиоцен-четвертичном этапе, скорее всего, было обусловлено мантийным диапиризмом вдоль южного обрамления сомкнувшегося рифта подобно стратовулкану Арагац на СЗ Центрального прогиба.

ЛИТЕРАТУРА

Агамалян В.А., Кургиян Э.Н. О силлит-диабазовом и габбро-норитовом комплексах офиолитовой серии, вскрытых скважиной 1-Октемберян(Г) (западная часть Араратской депрессии). Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1989, XLII, №1, с.26-38

- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Ереван: "Айпетрат", 1958, 430 с.
- Асланян А.Т., Сатиан М.А. Тектонические условия становления офиолитовых зон. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1987, 157 с.
- Белов А.А., Брагин Н.Ю., Вишневская В.С., Сатиан М.А., Соколов С.Д. Новые данные о возрасте офиолитов Веди (Армения). ДАН СССР, 1991, т.321, №4, с.784-788.
- Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Сейсмо-тектоника Армянской ССР. Ереван: Изд. ЕГУ, 1981, 283 с.
- Габриелян А.А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1964, 299 с.
- Егоркина Г.В., Соколова И.А., Егорова А.М. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. Сов. геология, 1976, №3, с.127-133.
- Егоян В.Л. Глубинные разломы на территории Армении и сопредельных стран и геотектоническая закономерность альпийского этапа и развития. В сб.: "Вопросы геологии и гидрогеологии Армянской ССР". Ереван: Изд. АН АрмССР, 1956, с.47-64.
- Карякин Ю.В. Геодинамика формирования вулканических комплексов Малого Кавказа. Тр. ГИН СССР, вып. 438, М.: "Наука", 1989, 150 с.
- Марголюс А. Солёные образования Карской области Эриванской губернии. Мат-лы геол. Кавказа, сер.3, Тифлис: Изд. Кавк. Горн. Управл., 1909, 233 с.
- Осипова И.Б., Арменакян К.А. Тектоническое строение Приараксинской депрессии по данным сейсморазведки МНРП и бурения. Изв. АН АрмССР, Науки о Земле, 1975, №3, с.51-56.
- Паффенгольц К.Н. Геология Армении. М.-Л., 1948, 895 с.
- Паффенгольц К.Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1959, 506 с.
- Сатиан М.А. Офиолитовые прогибы Мезотетиса. Ереван: Изд. АН АрмССР, 1984, 195 с.
- Сатиан М.А., Варданян А.В., Варданян В.А. Серпентинитовый меланж Ерахской антиклинали (Вединская офиолитовая зона Армении). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 1999, №2-3, с.14-21.
- Сатиан М.А., Джрбашян Р.Т. Седиментационные бассейны и некоторые проблемы геодинамики. В кн.: Геология и перспективы нефтегазоносности мезокайнозойских седиментационных бассейнов Центральной части Армении (под редакцией Р.Джрбашяна, Г.Чилингаряна, А.Карапетяна). Ереван: Изд. Манкаварж, 1999, с.33-41.
- Сатиан М.А., Мнацаканян А.Х., Степанян Ж.О. О вулканогенно-осадочных формациях мезозоя верховья басс. р Веди (Вединская офиолитовая зона Армении). Изв. НАН РА, Науки о Земле, 2001, №2, с.6-11.
- Сатиан М.А., Степанян Ж.О., Саакян Л.Г., Мнацаканян А.Х., Гукасян Р.Х. Лампрофировые трубки взрыва мезозоя Ведийской зоны (Армения). Ереван: Изд. "Напри", 2005, 144 с.
- Соколов С.Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М., 1977, 81 с.
- Tromp S.W. A tentative classification of the main structural units of the Anatolian orogenic belt. Journ., Geol., v.4, 1974.
- Yilmaz, A.M.C. Şengör. Paleo-Tethyan ophiolites in Northern Turkey. Petrology and tectonic setting., Ophioliti, v.2/3, 1985, p.485-504.

**ՄԵՐՉԱՐԱՔՍՅԱՆ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ԳՈՏՈՒ ԱՐԵՎՄՏՅԱՆ ՀԱՏՎԱԾԻ
ՄԻՆՉՕՐՈԳԵՆՅԱՆ ԿԱԶՄԱՎՈՐՈՒՄՆԵՐԻ ԵՎ ԵՐԿՐԱԴԻՆԱՄԻԿԱՅԻ ՄԱՍԻՆ**

Մ. Ա. Սաթիան, Ռ. Տ. Միրիջանյան, Է. Մ. Հակոբյան

Ա մ փ ո ս փ ու մ

Ուսումնասիրվող տարածքի մինչ մոլասային զոյացումներում առանձնացված են վարիսեյի ցամաքածին-կարբոնատային մերձպլատֆորմային և վաղ-միջին ալպյան համալիրները՝ լեյաս-դոգերի ուֆթածին հրաբխածին հաստվածք, ուշ յուրա-վաղ կավճի հասակի օֆիոլիթային շարք, էֆուզիվ-հրաբխաբյուրեղային, ինչպես նաև ուշ կավճի նստվածքային հաստվածքի, դանի-էոցենյան ֆլիշային առաջացումներ: Զննարկվում են մինչմոլասային հիմքի տարակազմ կառուցվածքը, տեկտոնական գոտիների սահմանները և մինչօրոգենյան ժամանակաշրջանի երկրադինամիկայի հարցերը:

**ABOUT PRE-OROGENE FORMATIONS AND GEODYNAMICS OF WESTERN
SEGMENT OF NEAR-ARAKS TECTONIC ZONE (ARMENIA)**

M. A. Satian, R. T. Mirijanyan, E. A. Hakobyan

Abstract

In the structure of pre-molasse complex one distinguishes terrigenous-and-carbonate sub-platform Variscan and Early- Middle Alpine complexes: riflogenic volcanogenic Liassic-Dogger layer (?), Late Jurassic – Early Cretaceous ophiolite series, effusive-volcanoclastic as well as late Cretaceous sedimentary layers, flyschoid Danian-Eocene complex. The article deals with heterogenic structure of pre-molasse basement, the limits of tectonic zone and issues of pre-orogene stage geodynamics.