

УДК 552.462

ОСНОВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ АРМЕНИИ

В. А. АГАМАЛЯН*², О. А. САРКИСЯН¹, Т. К. ЛОРСАБЯН², А. Г. ИСРАЕЛЯН²

¹ Кафедра исторической и региональной геологии ЕГУ, Армения

² Институт геологических наук НАН РА, Армения

В работе проведен анализ территории Армении с позиции тектоники плит. Можно выделить следующие основные тектонические единицы:

1) Армянская складчатая зона как северный сегмент известного Перигондванского Киммерийского континента (так называемый “Армяно-Иранский мезоконтинент”);

2) Вирайоц-Арцахская (Сомхето-Карабахская) островодужная постройка как южная окраина Евразии в мезозое;

3) Амасия-Севан-Акеринский и Вединский офиолитовые пояса;

4) палеогеновые Севано-Ширакский грабен-синклиорий и его кулисообразно эшелонированное продолжение Вайоц Дзор-Баргушат-Мегринский прогиб как связующие звенья единой палеогеновой кулисообразно эшелонированной рифтовой системы Черное море–Аджаро-Триалет–Ширак–Мегри–Тальш–Южный Каспий, которая возникла в результате задугового растяжения коры в тыловой части зоны субдукции Неотетиса;

5) верхнеплиоцен-четвертичная система вулканических хребтов Джавахетский–Гегамский–Карабахский, кулисообразно связанных правосторонними трансформными сдвигами в единую систему широтного растяжения коры.

Ключевые слова: Тавро-Кавказ, тектоническое районирование, палеогеновый рифтогенез, коллизия, офиолиты.

Анализ данных геологического картирования, петрографических и петро-геохимических и изотопно-геохронологических исследований в свете тектоники плит позволяет по-новому подойти к выделению основных тектонических единиц Армении.

Геологическая эволюция земной коры Армении и всего Малого Кавказа до верхнего мела проходила на двух разных континентах – Гондване и Евразии, разделенных океаном Палеотетис. Нынешняя территория Малого Кавказа была создана 88 млн. лет тому назад в результате континентальной коллизии Гондваны и Евразии на границе нижнего и верхнего коньякского ярусов верхнего мела [1]. Сближение двух континентов было обусловлено северо-направленной субдукцией разделяющей их океанической коры Палеотетиса под южный край Евразии с формированием Вирайоц-Арцахской островодужной

* E-mail: yagamali@yahoo.com

постройки на активной окраине Евразии. После указанной коллизии территория Тавро-Кавказского региона начала развиваться как единая континентальная область с одинаковыми геологическими формациями. Поэтому верхнемеловая коллизия является главнейшим тектоническим событием, приведшим к созданию единой континентальной территории Восточного Средиземноморья, куда входит и Армения.

Современные модели геодинамической эволюции Средиземноморья, включая Малый Кавказ, разрабатывали Мак-Кензи [2], Дюи [3] и многие др. авторы с той или иной детальностью. Они впервые охарактеризовали основные этапы эволюции Тетиса, в том числе и Малого Кавказа, как области конвергенции Перигондванских и Евразийских элементов. Ш.А. Адамия с соавторами [4] более конкретизировали мобилистическую эволюцию Кавказского сегмента в части Закавказье–Б. Кавказ и отнесли офиолиты Севанского пояса к реликту Палеотетиса. Наиболее подробно историю формирования Палеотетиса и его закрытия в результате раскрытия Неотетиса в его тылу на юге намечено, веско обосновано и обрисовано Т.М. Стампфли с соавт. [5] по палеомагнитным измерениям и геологическим исследованиям. Этапы формирования и тектонической эволюции земной коры Малого Кавказа нами были рассмотрены в [6, 7].

Проведенные Rb/Sr-изотопные исследования и изохронные измерения возраста метаморфических комплексов кристаллического фундамента Армении и Кавказа позволили обрисовать области с докембрийским и герцинским кристаллическим фундаментом, разделенные Амасия-Севан-Акеринским офиолитовым поясом. Это послужило основанием для отнесения области с докембрийским фундаментом, совпадающей с Армянской складчатой зоной, выделенной К.Н. Паффенгольцем [8], к Перигондванскому Армяно-Иранскому мезоконтиненту (Киммерийский континент), а Вирайоц-Арцахскую (Сомхето-Карабахскую, С-К) тектоническую зону и расположенные севернее районы Закавказья и Большого Кавказа – к Южной герцинской периферии Евразии [9].

Таким образом, две разные палеогеографические области Тетиса пришли в соприкосновение и создали нынешнюю территорию Армении в верхнеконьякское время верхнего мела (88 млн. лет тому назад) в результате северонаправленной субдукции коры океана Палеотетис и закрытия этого океана в результате столкновения (коллизии) обоих его континентальных бортов. При этом произошло смятие остатков океанической коры и аккреционной призмы в “тисках” двух мощных континентальных блоков с обдукцией реликтов смятой океанической коры на прилегающие континентальные окраины с формированием офиолитового орогена. После быстрого размыва этого орогена в результате изостатического воздымания зоны коллизии в верхнем коньяке из-за снятия тангенциальных напряжений реликты океанической коры сохранились лишь в остатках линейных осадочных бассейнов в виде офиолитовых поясов по обе стороны от коллизионного шва (рис. 1).

Следовательно, тектоническими единицами первого порядка для Армении являются Перигондванская Армянская складчатая зона с докембрийским фундаментом и С-К зона с Капанским сегментом, относящиеся к Закавказскому массиву с герцинским кристаллическим фундаментом.

Третьим элементом I порядка являются офиолиты как реликты океанической коры Палеотетиса, так и их офиолитовая сутура, разделяющая

указанные две области. Этот шов столкновения двух континентальных масс совпадает с офиолитовым поясом лишь на отрезке Амасия-Степанаван (Холодный родник), а далее Севано-Акеринский пояс в виде аллохтонной синклинали косо наложен на С-К зону, отделяя Капанский сегмент от этой зоны, тогда как сутурный шов, который по геофизическим данным совпадает с Анкаван-Зангезурским глубинным разломом, протягивается от участка Карчахпур на юго-восток и соединяется с Хуступ-Гиратахским разломом, который за р. Аракс сворачивает к востоку (рис. 1).

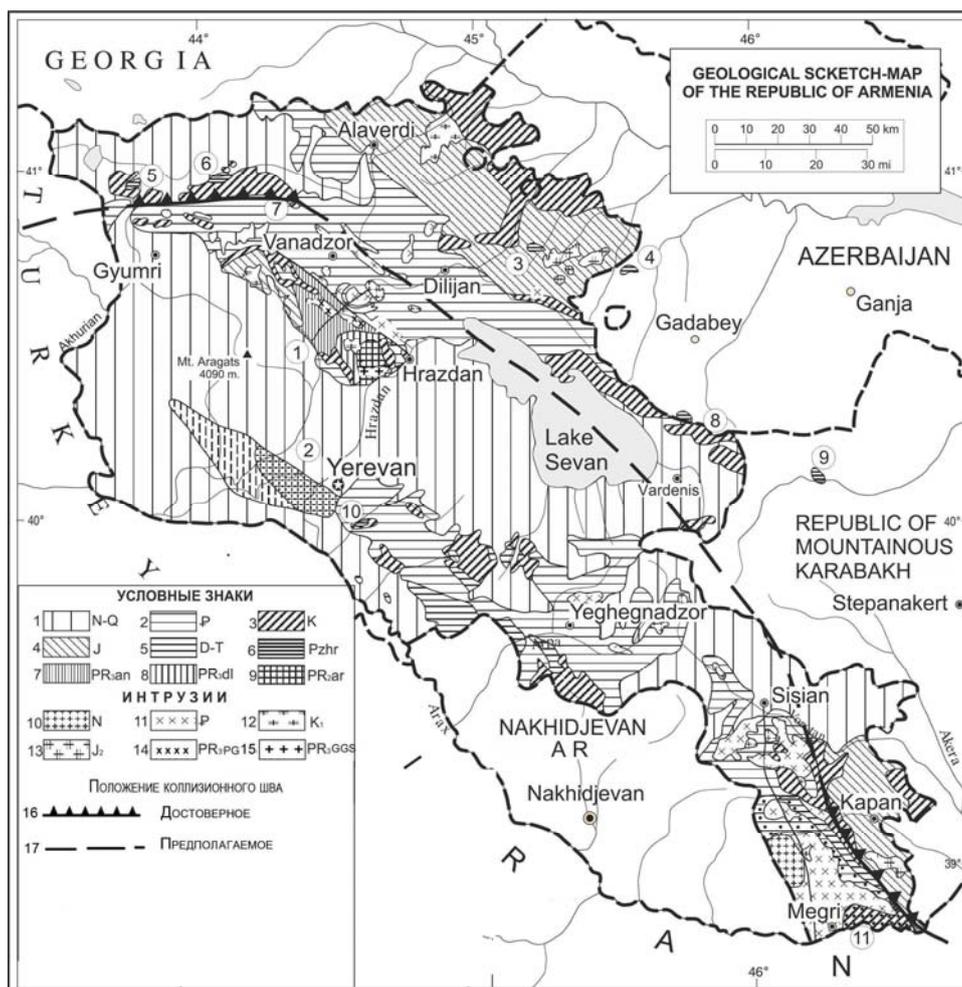


Рис. 1. Положение шва континентальной коллизии Перигондванского (Киммерийского) континента (Ю-З область) с южной периферией Евразийского континента (С-В область) в верхнемеловое время. Условные обозначения: *отложения:* 1 – неоген-четвертичные; 2 – палеогеновые; 3 – меловые; 4 – юрские; 5 – палеозойские (девон-пермь) и триасовые; *метаморфические породы кристаллического фундамента:* 6 – метаморфический палеозой герцинского фундамента евроазиатской окраины мезозоя; 7–9 – докембрийский кристаллический фундамент Перигондванской складчатой зоны Армении: 7 – верхний протерозой, Анкаванская серия; 8 – верхний протерозой, Далларская серия; 9 – средний протерозой, Арзаканская серия; *интрузивные комплексы:* 10 – неогеновые; 11 – палеогеновые; 12 – нижнемеловые; 13 – юрские; 14 – верхнепротерозойские трондьемиты; 15 – верхнепротерозойские гранито-гнейсы.

Тектонические элементы – контуры коллизионного шва: 16 – достоверные; 17 – предполагаемые.

Следующим важным тектоническим элементом является палеозойский-нижнемезозойский зрелый терригенно-карбонатный комплекс Гондванского шельфа [10], который существовал от эокембрия-кембрия и силура в соседних с Арменией районах Ирана и Турции через нижний девон Нахичевани и верхний девон Армении до перьми, завершающей палеозойский разрез. Далее этот комплекс без перерыва продолжает свою эволюцию осадочными отложениями триаса и платформенной юры до келловоя включительно (Азнабюрд, Хндзорут). В них, в Неграмском ущелье на отложениях верхнего триаса согласно залегает поток красноцветного базальта мощностью ≈ 300 м, который без размыва перекрывается отложениями байоса и относится к лейасу [11]. Это излияние может быть связано с неразвитым плечом рифта при отделении Киммерийского континента от Гондваны в пермо-триасе.

В отличие от указанного осадочного комплекса гондванского шельфа, палеозойские образования Закавказской части региона (С-К зона, Лок, Храмы, Дзирули) интенсивно метаморфизованы и слагают комплекс герцинского кристаллического фундамента, который обнажается на Ахумском массиве и в Асрикчае и слагает Локский, Храмовый и Дзирульский массивы, а также кристаллическое ядро Большого Кавказа и имеет возраст около 330 млн. лет [12, 13].

Сомхето-Карабахский юрско-неокомский островодужный комплекс образовался в результате северонаправленной субдукции океанической коры Палеотетиса под герцинское сиалическое основание Понтийско-Закавказского массива. Мощные вулканические толщи толеитовых и известково-щелочных эффузивов, субвулканов и интрузивов образовались в результате генерации магм в ходе указанной субдукции, которая длилась с лейаса вплоть до закрытия Севанского океанического бассейна в результате континентальной коллизии в верхнемеловое время в течение 100 млн. лет. В отношении юго-западного ограничения С-К зоны следует указать, что Апаранская серия Памбак-Цахкуняцкого района также принадлежит к С-К зоне и отделена от нее Ширак-Севанским рифтом, наложенным на зону. Загадка наличия юрских отложений Апаранской серии, прорванных неокомскими интрузиями (Агверанский, Анкаванский, Миракский и Гехаротский) в Памбак-Зангезурской зоне решается тем, что поле развития вулканогенных пород Апаранской серии является фрагментом С-К зоны, отделенным палеогеновыми рифтогенными отложениями (с севера) от самой зоны. Об этом свидетельствует полная аналогия вещественного состава и стратиграфической последовательности отложений Апаранской серии [14, 15] с черными аргиллитами тоара-аалена, толеитовыми пиллоу-лавами и лавобрекчиями среднего байоса ущелья р. Ахум С-К зоны. Получается, что Апаранская часть отрезана от Бердской (Шамшадинской) части С-К зоны Ширак-Севанским рифтом, который был наложен на южную часть указанной зоны в палеогене и сместил будущую апаранскую часть на ЮЗ на ширину этого рифта равную 50 км. Произошло расхождение бортов рифта и Апаран-Спитакский блок оказался на юго-западном плече палеогенового рифта к юго-западу от С-К дуги на 50 км.

Знаменательным вещественно-тектоническим комплексом является отмеченный выше мезозойский офиолитовый комплекс, в котором в хаотической смеси присутствуют образования верхней мантии и океанической коры, которые были выжаты между столкнувшимися континентальными блоками

Гондваны и Евразии и свалены по обе стороны от сутурного шва на указанные континентальные блоки и после эрозии сохранились лишь в верхнемеловых осадочных бассейнах линейной формы из-за сжатия при коллизии.

Следующий комплекс, метко названный С.Д. Соколовым “неоавтохтонным” [16], представляет собой верхнесенонский известняковый комплекс с пачкой базальных конгломератов верхнего коньяка в основании, развитый по обе стороны от коллизионного шва. Этот постколлизионный осадочный комплекс несогласно перекрывает все предыдущие комплексы (докембрий, палеозой, С-К островодужный комплекс и деформированные офиолиты). Именно по соотношению базальных конгломератов верхнего коньяка в основании этого комплекса с офиолитами геологически датируется время выдвигаемой континентальной коллизии. Поскольку по обе стороны от офиолитов располагаются пассивная окраина Палеотетиса с докембрийским кристаллическим фундаментом с юга и активная островодужная окраина с герцинским фундаментом с севера, то это может иметь место только при континентальной коллизии обеих этих окраин. Время коллизии отчетливо устанавливается по трансгрессивному перекрытию офиолитов, деформированных при коллизии в меланж толщей конгломератов с фауной верхнеконьякского возраста. При этом в осадочной толще, вмещающей аллохтонные офиолиты (хосровская свита), была определена фауна нижнего коньяка [17]. Согласно [16], офиолитокластическая олистострома начала поступать в меловой бассейн с альба до верхнего коньяка. Очевидно, что начало этого процесса указывает на дату начала обдукции океанической коры в ходе указанной коллизии. Таким образом, коллизия происходила в течение времени альб–верхний коньяк.

Парадоксальным образом указанная коллизия привела не к орогенезу, как, например, в Гималаях, а после размыва офиолитовых кордильер, давших конгломераты верхнего коньяка, последовало всеобщее растяжение региона с отложением фораминиферных известняков сантона-маастрихта (неоавтохтон), кстати, на довольно значительных глубинах, что позволяет говорить о постколлизионном растяжении. Это растяжение продолжалось и достигло своего апогея в палеогене и привело к разрыву континентальной коры и заложению внутриконтинентальных кулисообразно-эшелонированных рифтов Аджаро-Триалет, Ширако-Севан, Вайоц Дзор-Мегри, Талыш. Если рифтогенная природа Аджаро-Триалета и Талыша достаточно освещена [18], то о рифтогенном палеогене Армении пока только упоминается. Большинство авторов считают палеоген Армении островодужным [19]. Однако недостаточно только говорить “островодужный”, надо еще указать, где был палеогеновый океан, кора которого должна была субдуцировать, чтобы сформировать палеогеновую островную дугу, и, самое главное, где палеогеновые офиолиты, реликты этой коры? По всем современным построениям последним океаническим бассейном Неотетиса в нашем траверсе был Битлис-Загросский океан, который, по данным М.Р. Хемптона [20], захлопнулся 14,5 млн. лет назад в предтортонскую фазу верхнего миоцена. Начиная с этого времени произошло столкновение Аравии с Ираном и под натиском Аравии начался орогенный этап развития Загрос-Кавказского региона, в том числе Армении. До этого происходило сужение Неотетиса в результате погружения его коры к северу

под Киммерийский континент (Иранскую окраину), который уже с верхнего мела был припаян к Евразии (Анатолия, Армения, СЗ Иран, Афганистан и Пакистан). В результате этой субдукции в верхний мел-миоцен формировалась магматическая дуга Урмия-Дохтар вдоль южной окраины Ирана. А территория Армении в это время (верхний мел-палеоген) находилась в тыловой части этой дуги на удалении 300–350 км к северу, слишком далеко для формирования еще одной островной дуги.

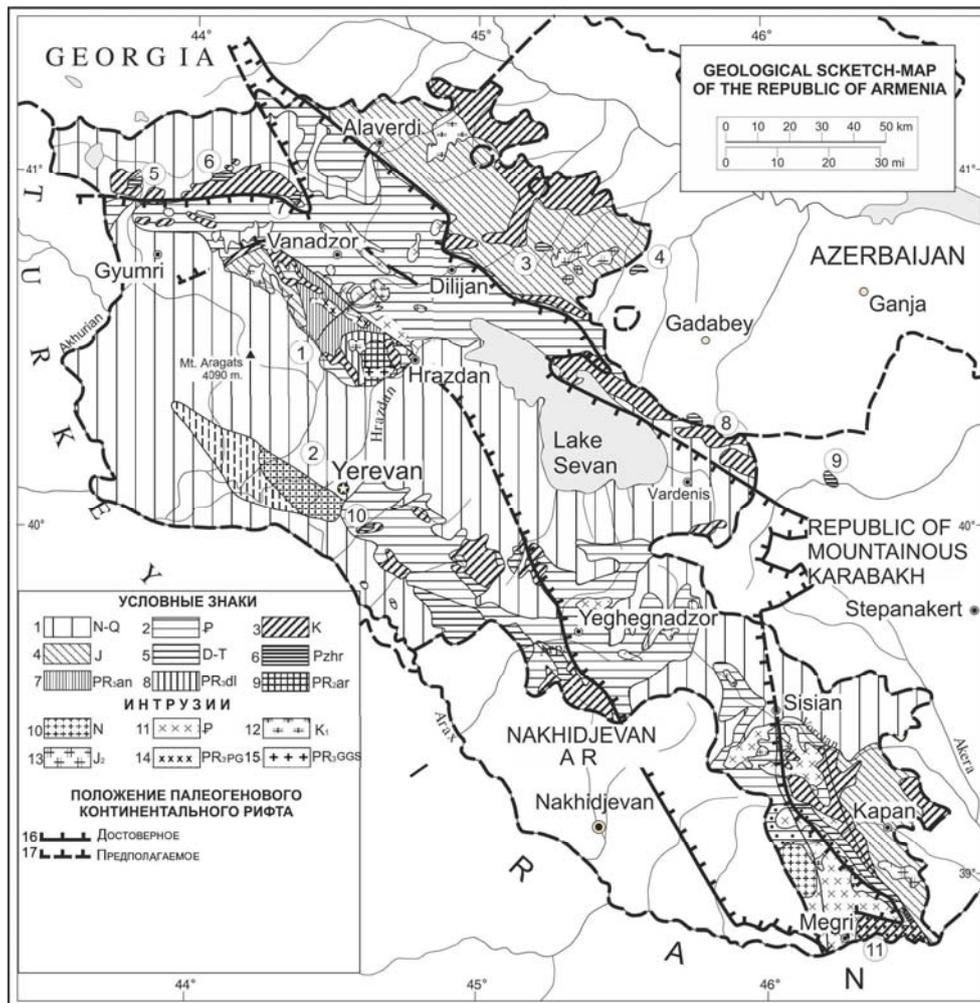


Рис. 2. Контуры Ширак-Севан-Мегринского палеогенового рифта на схематической геологической карте Армении.

Условные обозначения: (1–15) см. рис. 1. Тектонические элементы – контуры палеогенового рифта: 16 – достоверные; 17 – предполагаемые.

Таким образом, еще одним элементом I порядка является Севано-Ширакский (С-Ш) континентальный рифт (грабен) палеогенового возраста, косо наложенный также на указанный выше сутурный шов (офиолитовую сутуру) на участке Холодный родник (Гергер) – мыс Арданыш на Севане (рис. 2). Контуры этого рифта отчетливо были ранее обрисованы на палеотектонической

карте раннего–среднего эоцена Армении, составленной О.А. Саркисяном, как “Севано-Ширакский синклиорий” [21]. Южным несколько эшелонированным продолжением этого рифта является Вайоц Дзор-Баргушат-Мегринский грабен-синклиорий палеогенового возраста.

В отношении С-Ш (скорее Ширако-Севанского) рифтогенного грабена можно утверждать, что его границы являются в подавляющем большинстве тектоническими, как это подобает настоящему рифту с классическим внутренним горстом (Базумский горст по А.А. Габриеляну [21]). Северо-восточным ограничением С-Ш рифта является протяженная Марцигетская зона разломов от с. Сарчапет на ЮВ до района г. Иджеван с некоторой южной турбацией в районе сс. Шамут, Атан и далее на ЮВ вдоль Гетикской зоны разломов до мыса Арданыш на Севане. С офиолитами и меловыми осадками палеогеновые отложения также проявляют тектонические соотношения на Севанском хребте, как и далее в пределах Азербайджана по периферии Кельбаджарской мульды. Вдоль северного борта С-Ш рифта наблюдается выпадание всей меловой системы в результате сброса в палеогене и поднятия северного плеча рифта и его размыва до уровня пород юры. Амплитуда вертикального смещения превышает мощность всего мела (>5000 м), судя по тому, что палеоген непосредственно стыкуется с разными уровнями юры (см. карты К.Н. Паффенгольца с соавт., 1971 г., карту В.Т. Акопяна, 1978 г.). Что касается южного борта С-Ш рифта, то там, где имеются более древние отложения, контакт палеогена также тектонический, как, например, вдоль Мармарик-Сарыкаинского-Галаварского разлома, отделяющего палеоген Памбакского хребта от докембрийских сланцев и меловых отложений Цахкуняцкого и Памбакского хребтов, а на юго-востоке разлом тянется до г. Раздан, где контакт рифта далее на ЮВ перекрывается плиоцен-четвертичными лавами Гегамского хребта. В Вайоц Дзор-Баргушат-Мегринской зоне значительная часть палеогеновых отложений в Вайке на северо-востоке перекрыта более молодыми лавами, тогда как на юге они также отделены разломами. Палеогеновые отложения Мегринского хребта (Богацарская свита) тектонически контактируют с образованиями палеозоя и мела, а с юго-запада они включают Мегринский плутон, который также является заполнением этого рифта. Рифтогенная природа палеогеновых образований подтверждается также наличием щелочных пород, высокой эксплозивностью извержений [22] и широким развитием вулканомиктового флиша [19].

Можно в будущем показать, что по поведению главных и малых элементов вулканыты палеогена соответствуют не островодужным образованиям, а вулканитам задуговых бассейнов.

Нами ранее в [23] было выделено и геолого-геофизически обосновано наличие осевого мантийного диапира щелочной оливин-базальтовой магмы верхнеэоценового возраста, обнаженной частью которой является Мегринский плутон, вернее габбро, и монцонитовые фазы плутона с абсолютным возрастом в 38–40 млн. лет, а одновозрастные интрузивы Баргушата и Памбака относятся к апикальным частям этого вытянутого вдоль Анкаван-Зангезурского глубинного разлома магматического диапира.

Нами было высказано предположение [6, 7], что палеогеновый магматизм Армении был результатом задугового рифтинга в тылу дуги Урмия-

Дохтар и что не только Аджаро-Триалетский и Талышский рифты являются задуговыми по отношению к зоне субдукции Неотетиса, но и впадины Черного и Каспийского морей с субокеанической корой, сопряженные с этими рифтами, также являются результатом того же задугового рифтинга в палеогене. Столь грандиозное тепловое явление, каким является Черноморско-Южнокавказский-Каспийский рифтинг, требует дополнительного теплового потока, что может обеспечить, очевидно, погружение в зону субдукции также и срединно-океанического хребта Неотетиса. Только в таком случае интенсивное выделение тепла из субдуцированного срединно-океанического хребта могло привести к столь масштабному задуговому растяжению континентальной коры. С этим же явлением можно связывать внедрение палеогенового мантийного диапира в поздне меловую коллизийную шовную зону (Анкаван-Зангезурский глубинный разлом), с которым связано альпийское продуктивное медно-порфировое и золотополиметаллическое оруденение региона. Очевидно, только подобное грандиозное тепловое явление, как погружение срединно-океанического хребта в зону субдукции, способно породить гигантское медно-порфировое месторождение Каджаран и цепь аналогичных месторождений по всей длине указанного осевого магматического диапира. С остаточным тепловым воздействием этого магматического диапира связан, очевидно, и рисунок геотермального поля Армении, и характер минимума регионального гравитационного поля, поскольку они совпадают друг с другом.

И наконец, крупным элементом I порядка являются также вулканические хребты, сложенные продуктами извержений верхнеплиоцен-четвертичного возраста, которые имеют близмеридиально-юго-восточное протяжение (Джавахетский, Гегамский, Карабахский) и представляют собой зоны растяжения земной коры, заполненные очагами ареального вулканизма, которые трансформно сочленены друг с другом при помощи северо-западных правых сдвигов (например Мармарик-Сарыкая-Галаварским).

Авторы выражают благодарность доктору геолого-минералогических наук Ш.А. Адамия за ценные замечания и положительный отзыв о работе.

Поступила 06.12.2011

ЛИТЕРАТУРА

1. **Aghamalyan V.A.** The Lesser Caucasus Earth Crust Formation and Evolution in the Collision Zone of Paleo-Tethys. Pros. of the 5-th Int. Sympos. on Eastern Mediterranean Geology. Thessaloniki, Greece, 2004, v. 1, p. 17–20.
2. **Mc Kenzie D.P.** // Nature, 1970, v. 226, p. 239–243.
3. **Dewey I., Pitman W., Ryan W., Bonnin I.** // Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84/10, p. 3137–3186.
4. **Адамия Ш.А., Шавишвили И.Д.** // Геотектоника, 1979, № 1, с. 77–84.
5. **Stampfli G.M., Mosar J., Favre Ph., Pillevuitt A., Vannay J.-C.** Permo-Mesozoic Evolution of the Western Tethys Realm: the Neo-Tethys East Mediterranean Basin connection. In: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson & Crasquin-Soleau (eds.). Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mem. Mus. Natn. Hist. Nat., 2001, v. 186, p. 51–108.
6. **Агамалян В.А.** Формирование и эволюция земной коры области сочленения пассивной и активной окраин Тетиса на примере Армении. В кн.: Закономерности эволюции земной коры. Т. II, СПб., 1996, с. 23.
7. **Агамалян В.А.** // Труды ГИН АН Грузии. Новая серия, 2004, вып. 119, с. 46–54.

8. **Паффенгольц К.Н.** Геологический очерк Кавказа. Ер.: Изд-во АН Арм. ССР, 1959, 506 с.
9. **Aghamalyan V.A., Aslanyan A.T., Bagdasaryan G.P., Ghukasyan R.Ch.** Assyntian and Hercynian Consolidation Realms in the Crystalline Basement of Structure-Formation Zones of the Territory of Armenian SSR. Pros. of the Caucasian Field Symposium of the IGCP Project № 5. М., 1982, p.15–16.
10. **Белов А.А.** // Изв. АН СССР. Геология, 1968, № 10, с. 121–129.
11. **Паффенгольц К.Н.** Геология Армении. М.-Л.: Госгеолиздат, 1948, 895с.
12. **Adamia Sh., Belov A., Kekelia M. A., Shavishvili I. D.** Paleozoic Tectonic Development of the Caucasus and Turkey (Geotraverse C). In: Flugel H.W., Sassi F.P., Grecula P. (editors). Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts: Mineralia Slovaca— Monography, Alfa Bratislava, 1987, p. 23–50.
13. **Mayringer F., Treloar P., Gerdes A, Finger F., Shengelia D.** // Amer. J. of Science, 2011, v. 311, p. 404–441.
14. **Агамалян В.А.** // Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, 1987, № 2, с. 13–24.
15. **Агамалян В.А.** // Изв. АН Арм. ССР. Науки о Земле, 1988, т. 12, № 4, с. 15–28.
16. **Соколов С.Д.** Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. М.: Наука, 1977, 94 с.
17. **Акопян В.Т.** Меловая система. В кн.: Геология СССР. Т. XLIII, Армянская ССР. Геологическое описание, 1970, с. 80–113.
18. **Adamia Sh., Chkhotua T., Kekelia M., Lordkipanidze M., Shavishvili I., Zakariadze G.** // J. Struct. Geology, 1981, v. 3, p. 433–447.
19. **Садоян А.А.** Литология палеогеновых отложений Малого Кавказа и сопредельных областей. Автореф. дис. на соискание уч. степ. доктора геологических наук. М., 1988, 32 с.
20. **Hempton M.** // Tectonics, 1987, v. 6, № 6, p. 687–705.
21. **Габриелян А.А., Саркисян О.А., Симонян Г.П.** Сейсмоструктурная Армянской ССР. Ер.: Изд-во ЕГУ, 1981, 283 с.
22. **Джрбашян Р.Т.** Палеогеновый вулканизм Севано-Ширакского синклинория. В кн.: Геол. Арм. ССР. Т. IV, Петрография. Вулканические породы. Ер.: Изд. АН Арм. ССР, 1970, с. 225–256.
23. **Агамалян В.А.** Карта кристаллического фундамента Армянской ССР. Фонды “Арм-геология” и ИГН НАН РА. Ер., 1984, 174 с.

Վ. Ա. ԱԳԱՄԱԼՅԱՆ, Հ. Հ. ՍԱՐԳՍՅԱՆ, Տ. Կ. ԼՈՐՍԱԲՅԱՆ, Ա. Գ. ԻՍՐԱԵԼՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ՀԻՄՆԱԿԱՆ ՏԵԿՏՈՆԱԿԱՆ ՄԻԱՎՈՐՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո մ

Աշխատանքում կատարված է Հայաստանի տարածքի վերլուծությունը սալերի տեկտոնիկայի տեսանկյունից: Առանձնացվել են հետևյալ հիմնական տեկտոնական միավորները.

1) Հայկական ծալքավոր մարզը (ըստ Կ.Ն. Պաֆենհոլցի), որպես հայտնի Պերրի-Գոնդվանա Կիմերեյա մայրցամաքի հյուսիսային սեգմենտ (Հայ-Իրանական միջմայցամաք);

2) Վիրահայոց-Արցախի (Սոմխեթո-Ղարաբաղի) կղզադեղային համալիրը, որպես Եվրասիային հարավային ծայրամաս մեզոզոյում;

3) Ամասիա-Սևան-Ակերայի և Վեղու օֆիոլիտային գոտիները;

4) Սևանա-Շիրակի ռիֆտը և նրան կից կուլիսաձև դասավորված Վայոց ձոր-Բարգուշատ-Մեղրու ռիֆտը, որպես պալեոգենի միասնական Սև ծով-Աջարո-Թրիալեթ-Շիրակ-Մեղրի-Թալիշ-Կասպից ծով կուլիսաձև դասավորված ռիֆտային համալիրի կապող օղակ, որպես Նեո-Թետիսի վերջին, երկրակեղևի հետնադեղային մասի ձգում ու ռիֆտոգեն պատռումի հետևանք;

5) Ջավախքի-Գեղամի-Ղարաբաղի պլիոգեն-չորրորդական հրաբխային լեռնաշղթաները, առաջացած միջօրեական-հարավարևելյան գծային

պոկման խոռոչների բացմամբ, որոնք իրար հետ համակցված են տրանսֆորմ տիպի հյուսիսարևմտյան աջ սահիքի խզումներով:

V. A. AGHAMALYAN, H. H. SARGSYAN, T. K. LORSABYAN, A. G. ISRAELYAN

MAIN TECTONIC UNITS OF ARMENIA

Summary

In the present paper in the territory of Armenia are distinguished the following basic tectonic units from the position of plate tectonics.

1) The Armenian folded zone (by K.N. Paffenholz) as northern segment of known Peri-Gondwanian Cimmerian continent, which had been detached from Gondwanaland in Permian-Triassic in the Neo-Tethys basin initiation and the North drift by the basin widening in Mesozoic time.

2) This moving was accompanied by Paleo-Tethys oceanic crust subduction under the Hercinian base of Tran Caucasian massif that led to formation of Virahayots-Artsakh (Somkhet-Artsakh) island arc construction in a course of Jurassic-Upper Cretaceous time (about 100 M.a.).

3) At the collision of Cimmerian continent with Virahayots-Artsakh island arc construction of Eurasia South Margin the obduction of a shattered and mélanged material of the oceanic crust (at Aptian-Upper Coniacian time) fell down to the both sides of the suture zone forming the Amasia-Sevan-Akera and Vedi ophiolite belts. As a result the territory of Armenia had been created since Upper Coniacian time. At the same time in the South the Neo-Tethyan basin starts to narrow owing to its oceanic crust northward subduction under the Iranian margin of the Cimmerian continent. It gave rise to the Urmia-Dokhtar magmatic arc a development on the southern active margin of Iran.

4) On relation to the Urmia-Dokhtar magmatic arc the territory of present Armenia became as back-arc position on distance of 300–350 km to the North of the arc. And since Lower-Middle Eocene back arc stretching and riftogene break out of the earth's crust has taken place installing the Sevan-Shirak rift and its en-echelon continuations of Vayots Dzor-Bargushat-Megri rift. They appeared to be link in the uniform Paleogene back arc en-echelon rift system of Black Sea–Adzhar-Trialet–Shirak–Megri–Talish–Southern Caspian Sea. The Orogenesis of Caucasus started since Oligocene time owing to collision of Arabia with Iran following to closure of the Zagros oceanic pool. This closure was reasoned by the Red Sea opening.

5) In a South-North compression circumstances between Arabia and Eurasia and Anatolia westward drift the latitude stretching forces were developed in Lesser Caucasus giving rise to near-meridian tearing breaks of crust, generating Upper-Pliocene Quaternary volcanic ranges, en-echelon connected with each-other by right lateral slide-slip faults forming the uniform system of Dzavakhet-Gegham-Artsakh volcanic ranges.