

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

© М.И.Рустамов, 2012

**МОДЕЛЬ КОРНЕЙ ОФИОЛИТОВ В ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ
МЕЗОТЕТИСА МАЛОГО КАВКАЗА****Институт геологии НАН Азербайджана
AZ1143, Баку, просп. Г.Джавида, 29А*

На основе анализа и обобщения геологических данных, включая индикаторные признаки магматизма, установлены рифтогенные заложения океанического бассейна Малого Кавказа в позднем триасе. В геодинамической модели предлагаются совершенно новая схема палеотектонической обстановки и этапы развития структур Мезотетиса. На раннеокеаническом этапе спрединг прекращается в байосе, а в период кульминации позднекиммерийского тектогенеза компрессии происходит превращение океанической коры в серпентинитовый меланж и образование офиолитовой аккреционной призмы островов на фронте активной окраины Южнокавказской плиты и террейнов. Сужение бассейна приводит к причленению террейнов друг к другу с образованием сдвоенного океанического бассейна, а также формированию сутур офиолитов в зоне сопряжения симатической (Гарабагской) и сиалической (Лок-Агдамской) островных дуг. На позднеокеаническом этапе наряду с регенерацией спрединга и субдукции в новом плане и другими процессами формируются желобоподобные грабен-прогибы на южных бортах в каждой ветви океанического бассейна, в период закрытия которых грабен-прогибы служили «ловушкой» в накоплении автохтонной олистостромовой толщи и аллохтонных покровов офиолитов.

**Некоторые проблемы малокавказского
Мезотетиса и постановка вопроса**

Вопросы геолого-тектонического строения, закономерностей проявления магматизма и размещения месторождений рудных полезных ископаемых Малого Кавказа, начиная с 30-х годов прошлого века, привлекали пристальное внимание многочисленных исследователей. За этот период был установлен стратиграфический возраст почти всех осадочных, вулканогенно-осадочных толщ, слагающих тектонические зоны внешней рамы офиолитовых поясов, а также покрывающих их карбонатных, терригенных и вулканогенных комплексов и некоторых литофациальных образований, выступающих внутри офиолитов.

В многочисленных публикациях и обобщенных работах по Малому Кавказу габбро-гипербазиты Гейча (Севано)-Акеринской тектонической зоны были приняты как интрузивные образования, прорывающие спилито-диабазовую формацию средне-верхнего

мела. При этом последовательность процессов не противоречила впервые установленному К.Н.Паффенгольцем туронскому возрасту для вулканогенно-осадочных образований офиолитов (эффузивно-радиоляритовый комплекс) и Л.И.Леонтьевым и В.Е.Хаином – позднемеловому до верхнесенонского возрасту для гипербазитов, а также позднеэоценовому времени их внедрения (Паффенгольц 1934, 1971; Леонтьев, Хаин, 1949). В последующем Э.Ш.Шихалибейли (1967), исходя из укоренившихся представлений, и на основе обнаруженного им трансгрессивного перекрытия терригенно-обломочной толщей апта офиолитов северной подзоны (по-нашему, надсубдукционный аккреционный комплекс) Гейча-Акеринской зоны, допустил развитие в данном поясе, наряду с меловой, еще и палеозойской офиолитовой формации. Офиолиты Гейча-Акеринского пояса на протяжении длительного времени являлись предметом петрографических и металлогенических исследований.

Более существенным несоответствием в представлениях исследователей является расчленение малокавказского Мезотетиса по не

* Доклад обсужден на общереспубликанском научном семинаре в Институте геологии НАНА 27.I.2010 г.

существующему, как бы единому Анкаван-Зангезурскому (Гирратахскому) разлому на две мегазоны – платформенную или субплатформенную область геоантиклинория в юго-западном блоке и антикавказский геосинклинорий в северо-восточном блоке данного разлома. При этом в связи с отсутствием в составе юрского магматизма спилит-диабазов и гипербазитов в антикавказской области, так называемой Сомхито-Гафанской структурно-формационной зоне, данную область причисляли к вторичным геосинклинориям. В эволюции последней допускали формирование в среднем-верхнем мелу Гейча-Акеринской интрагеосинклинали и Малый Кавказ относили к типичным эвгеосинклиналиям.

Следует отметить, что вышеуказанная трактовка, не соответствующая действительному геолого-тектоническому строению Малого Кавказа, находит в настоящее время своих сторонников не только фиксистского, но в некотором аспекте и мобилистского толка. Представления, независимо от позиций базирующиеся на соединении Анкаванского и Гирратахского разломов и причислении их к единой сутурной зоне офиолитов Малого Кавказа, не согласуются с геотектонической и геодинамической эволюцией Мезотетиса, со структурно-пространственной закономерностью развития мезокайнозойского магматизма, а также распространением позднекембрийского и раннеальпийского офиолитового меланжа, разобщенного симатической Гарабагской островной дугой. Еще более противоречиво объединение этих разломов, не сходных по морфогенетическому типу и имеющих различные тектонические положения в ранне- и позднеокеанических периодах развития малокавказского Мезотетиса. Гирратахский разлом взбросонадвигового типа, ограничивая с юго-запада активную окраину Гафанского блока (террейна), а Анкаванский разлом сбросового типа, аналогично Лачын-Башлыбельскому разлому Гафанского блока, проходит вдоль ступени северо-восточного пассивного континентального склона Мисханского массива (террейна). Прав был Шихалибейли (1967), считавший, что продолжением Лачын-Башлыбельского разлома, покрытого южнее оз.Гейча (Севан) молодыми вулканитами, далее на западе является Анкаванский разлом. С

другой стороны, Гирратахский разлом юго-западной вергентности характеризует поднятие и надвигание мезозойских островодужных комплексов и неокомских известняков на мезозойский аккреционный комплекс Зангезурской шовной зоны, где данный комплекс трансгрессивно покрывается терригенно-обломочными отложениями апта с базальными конгломератами в основании (Рустамов, 1968; Белов, 1969). Напомним, что до наших исследований и даже в последующие годы в обобщенных работах по традиции было принято говорить о северо-восточной вергентности Гирратахского разлома и надвигании метаморфизованных комплексов докембрия – нижнего палеозоя и известняков девона на вулканогенные толщи юры Гафанского антиклинория. Причем, согласно ошибочным мнениям армянских геологов, метаморфизованные комплексы юры, мела и даже кремнистые песчано-глинистые отложения палеоцена, прорванные многочисленными субвулканическими телами базальтоидов эоценового вулканизма, были отнесены к докембрию – нижнему палеозою, а часть батолита – к палеозою. Так сложилось и укоренилось в мнениях понятие о так называемом Зангезурском антиклинории. Уместно отметить, что в глубокой долине р.Охчай на значительном удалении от Гирратахского разлома, на СВ борту Мегри-Ордубадского батолита по Говшутскому разлому отчетливо наблюдается надвиговая структура и обратное залегание пород апта. Данный надвиг является результатом коллизионной геодинамики и проявления интенсивного магматизма вулкано-плутонической ассоциации, что доказывалось приуроченностью к СЗ продолжению Говшутского разлома Агсаккальского гранитоидного интрузива с протяженной лентообразной морфологией (Азизбеков, Рустамов, 1973; Рустамов, 1987). В интрузивном массиве с резкими границами прослеживается полоса ксенолитов аналогично ксенолитам и агматитам Пазмара-Агарацкой полосы ЮЗ части батолита. Они метаморфизованы в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях, порою гранитизированы и представлены всей гаммой пород офиолитовой ассоциации вплоть до кремнистых, превращенных в амфиболитовые кварциты.

В современной тектонике одной из характерных особенностей Гейча-Акеринской тектонической зоны является простираение цепи синклиналиев (Сарыбабинский, Гейчинский, Ширакский) по северному флангу Лачын-Башлыбель-Анкаванского (Мармаринского) разлома. Нам представляется, что не следует эти разломы приравнивать и рассматривать в одном порядке с глубинным разломом, простирающимся вдоль центральной части погружения вышеуказанной цепи синклиналиев, заполненных мощной олистостромовой толщей и покровами офиолитов.

К сожалению, при палеотектонических и геодинамических реконструкциях Мезотетиса совершенно не учитываются также значение региональных широких зон правых северо-восточных трансформных разломов (Аразчайский, Тертерчай-Агрыдагский), а также активизация в коллизионном периоде двух почти параллельных глубинных зон разломов согласно простираению синклиналиев Еревано-Ордубадской и Гейча-Акеринской тектонических зон. Для этих зон характерна отчетливо выраженная синхронная геодинамическая полярность обстановки сжатия и растяжения, сопровождаемая магматической полярностью экстенсивности проявления вулканизма и интрузивного магматизма палеогена. Они приурочены к рифтогенным флишевым трогам палеоцена, заложенным в новом тектоническом плане вдоль офиолитовой сутуры (Рустамов, 1983; 1987; 2005).

Таким образом, морфогенетически и кинематически идентичные Лачын-Башлыбельский и Анкаванский (Мармаринский) разломы континентального склона служат границей Сарыбабинского, Гейчинского и Ширакского синклиналиев с Мисхано-Гафанской тектонической зоной Малого Кавказа. Наличие неоднократной трансгрессии моря в разрезах отложений автохтона континентального склона и их фаций и мощностей не вызывает сомнений в том, что данная граница в поздне меловой палеотектонике ограничивает пассивный южный борт с непрерывным погружением и югонаправленной латеральной миграцией осевой зоны Гейча-Акеринской ветви глубоководного бассейна с океанической корой.

Аналогичное геолого-тектоническое сходство наблюдается на северо-восточном

фланге Северодаралагезского и Джульфинско-Джагринского разломов, ограничивающих юго-западные борты Вединского, Арпинского и Ордубадского синклиналиев юга Малого Кавказа, а также Гарадагского синклиналия – их непосредственного продолжения на территории Южного Азербайджана. Важно отметить, что в период (J_1 - K_2) развития малокавказского океанического бассейна юго-западный борт Ордубадского синклиналия, соответствующий пассивному континентальному склону Даралагезского блока Иранской плиты, характеризуется сложным тектоническим строением. Метаморфический фундамент байкалит с терригенно-карбонатной и карбонатной формациями чехла среднего девона – триаса, выступающий за пределами синклиналия, местами прорывается допермскими малыми интрузивными телами высокотитанистых кварцевых и бескварцевых долеритов (Рустамов, 1989).

В палеотектонике пассивного континентального склона в соответствии с фацией и возрастом отложений отчетливо вырисовываются крайние ступени, континентальное подножье и приразломное окраинно-континентальное поднятие. Здесь в шельфовой зоне палеоценового флиша в районе минеральных вод Бадамлы над известняками верхнего сенона выступают отложения палеоцена обломочно-терригенной фации. Они имеют заметно сокращенную мощность (170 м) с многочисленными, но непротяженными слоями офиолитокластовых конгломератов. Данный факт не только подтверждает наличие в мезозойском субстрате офиолитов, но и еще более интересное явление в коллизионной геодинамике – выпирание и размыв офиолитов вдоль приразломного поднятия в процессе рифтогенного развития флишевого трога палеоценоцена вдоль зоны Зангезурской сутуры. При этом отдельные выходы с нескрытым основанием довольно мощных (>600 м) флишоидных отложений турон-коньяка с быстро выклинивающимися пластами мраморизованных известняков трассируют континентальное подножье. Примечательно, что нижнеконьякская песчано-аргиллитовая часть разреза всюду приобретает темно-черную окраску, утрачивает ритм флиша и местами изредка содержит скопления глыб (до 80 см) гипербазитов.

Обломки последних встречаются среди аллювия ручья Бузгов, склоны которого всюду сложены осадочными породами.

На крайних ступенях континентального склона с тектоническим несогласием на доломитах триаса залегает толща (270 м) трещинных излияний высокотитанистых базальтов, которые трансгрессивно в основании гравеллитов покрываются карбонатно-терригенными отложениями аален-келловея. При этом корреляция разрезов (Альборса, Гарадага, Джульфы, Мисхана, Бейбурта, Восточного Понта и северо-восточного склона Малого Кавказа) осадочных толщ верхнетриас-лейаса и лейаса с подчиненными базальтоидами и их туфовулканокластическими слоями на северном и южном добайосовых пассивных окраинах Малокавказ-Альборского океанического бассейна позволяет нам утверждать, что излияние высокотитанистых базальтов в осевой зоне и по листрическим разломам начинается после углистых моласс норийского века в период рифтогенного заложения океанического бассейна Мезотетиса (Рустамов, 1979; 2001). Поэтому эти базальтоиды обнаруживаются в офиолитовом меланже Малого Кавказа (Книппер, 1975; Книппер, Соколов, 1976; 1985).

В период кульминации позднекиммерийского тектогенеза и сужения океанического бассейна пассивный континентальный склон Даралагезского блока Иранского микроконтинента освобождается от морского бассейна вплоть до позднетуронской трансгрессии, охватывающей все пространство пассивного борта океанического бассейна на северо-восточном фланге Джульфинско-Джагрынского разлома. Поэтому на крайней ступени пассивного склона базальтовая толща и осадочное отложение аален-келловея с трансгрессивным и тектоническим несогласием покрываются мощной вулканогенной толщей верхнего турона – коньяка (370-615 м) с базальными конгломератами в основании (до 20 м). Восходящий разрез верхнего мела согласно продолжается сильно известковистыми песчано-алеврито-глинистыми отложениями (до 80 м), содержащими обильные органические остатки, а также в низах базальтового покрова (1,8 м). Разрез завершается массивными известняками верхнего сенона. Проявление верхнемелового контрастного базальт-плагиорио-

литового вулканизма андийского типа на пассивном континентальном склоне нами рассматривается как закономерность, связанная с реорганизацией обстановки двусторонних субдукций океанической коры в период окончательного закрытия малокавказского океанического бассейна в раннеальпийском тектогенезе (Рустамов, 1987; 2005).

Вышеизложенная детализация характеристик мезозойских комплексов вызвана тем, чтобы еще раз привлечь внимание геологов к проблемным вопросам Мезотетиса и плейт-тектонических структур типа синклиналиев Малого Кавказа и Ирана, подобных Ордубадскому, являющемуся их тектонотипом. Поэтому при решении проблем геодинамической эволюции Мезотетиса необходимо на основе современных позиций пересмотреть устаревшие представления исследователей о различии возраста мезозойских комплексов (за исключением аален-келловейского), формировании этих комплексов в узком мелководном заливе в платформенной области, причислении этого залива к зародышам синклиналиев и выделении между Ордубадским синклиналием и Гафанским антиклиналием в одном порядке с ними несуществующего Зангезурского антиклиналия.

Следует отметить, что еще до появления революционной идеи тектоники литосферных плит автором доказана принадлежность Зангезурской области к крутому северо-восточному борту Ордубадского синклиналия и выделена «Зангезурская шовная зона» в опущенном западном блоке Хуступ-Гирратахского разлома (Рустамов, 1968), что было в последующем подтверждено дополнительными фактическими материалами (Белов, 1969; Азизбеков, Рустамов, 1973 а,б). В отличие от существующих представлений зародышем Ордубадского и других синклиналиев автором принимаются цепи остаточных прогибов на границе дуга-плита с неавтохтонными карбонатными комплексами верхнего сенона, возникших после закрытия Веди-Зангезурской ветви океанического бассейна. На основе многочисленных фактических материалов впервые нами установлена приуроченность покровов офиолитовой сутуры к мезозойскому субстрату синклиналиев юга Малого Кавказа, что вошло в число важнейших научных

результатов АН СССР. В последующем на юго-западном фланге Гирратахского разлома (аналогично Муровдагскому разлому) выявлена достаточно типичная меланжированная офиолитовая ассоциация, перекрытая базальными конгломератами верхнеаптско-альбской кремнисто-карбонатно-терригенной толщи (Успенская и др., 1988). Зангезурская сутура в коллизионный период представляла собой зону глубинного разлома, к которому были приурочены вулканический и гранитоидный магматизм палеогена.

К сожалению, в фундаментальных работах (Панов, Ломизе, 2007; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2005) по Кавказу продолжают допускаться устаревшие представления, в том числе причисление юго-восточного окончания Ордубадского синклинория к Зангезурскому антиклинорию или массиву платформенной области Гондваны, что является скорее всего артефактом.

Офиолитовые пояса Малого Кавказа

На Малом Кавказе и его погруженном юго-восточном сегменте в Куринской депрессии офиолиты приурочены к зоне коллизии дуга-дуга и дуга-плита. Обычно в горной области они прослеживаются в виде цепи поясов синклинориев шириною до 25-30 км. Офиолиты представляют собой аллохтонные комплексы меланжированной коры исчезнувшего океанического бассейна северной ветви Мезотетиса. В современной тектонике М.Кавказа аллохтонные ультрабазит-базитовые ассоциации с глубоководными эффузивно-радиоляритовыми образованиями обнажаются преимущественно на территории Азербайджана и составляют Гейча-Акеринский с Торогачай-Ходжавендской ветвью и Веди-Зангезурский офиолитовые пояса (рис. 1, 2). Эти самостоятельные пояса продолжаются в Восточной Анатолии и в Эрзинджанском синтаксисе соединяются с другими офиолитовыми поясами Турции. При этом западное погруженное продолжение Вединской зоны офиолитов вскрыто буровыми скважинами вплоть до армяно-турецкой границы, затем обнаженные офиолиты на правых притоках р.Араз в Турции сливаются с Ванским офиолитовым поясом и далее прослеживаются в

зоне коллизии таврид и анатолид до Эрзинджанского синтаксиса. Ванский пояс цветного меланжа с хромоносными гипербазитами на ирано-турецкой границе представляет собой меридиональную ветвь главного офиолитового пояса Тавр-Загросского океанического бассейна Мезотетиса и ограничивает с запада Центральный Иранский микроконтинент и его северный Даралагезский блок герцинид (Рустамов, 1989; 2005).

Погруженные офиолиты Веди-Зангезурского пояса по простиранию слагают осевую зону мезозойского субстрата асимметричных синклинориев Еревано-Ордубадской зоны Нахчыванской складчатой системы между островодужной Мисхано-Гафанской зоной и окраинно-континентальным Шаруро-Джюльфинским антиклинорием на пассивном склоне Даралагезского блока Иранского микроконтинента. Офиолитовый пояс через правый Аразчайский трансформный разлом продолжается в мезозойском субстрате Гарадагского синклинория в Иране и далее на востоке обнажается лишь в офиолитовых покровах вдоль Джокатай-Сабзеварской сутуры между Альборс-Биналудской островодужной зоной и Кевирской плитой. Распространение офиолитов и олистолитов на пассивном континентальном склоне отмеченных плит указывает на югонаправленную обдукцию офиолитов в процессе окончательного закрытия южной ветви океанического бассейна Малокавказ-Альборсской складчатой системы (Рустамов, 1979; 1987; 2005). Это событие происходило в предподнеконьякское время, так как автохтон-олистостромовая толща нижнего коньяка и аллохтонные покровы офиолитов трансгрессивно покрываются неавтохтонными карбонатно-терригенными отложениями верхнего коньяка и известняками сенона (Книппер, 1971; 1975; Соколов, 1977). В Зангезурской шовной зоне северо-восточного борта Ордубадского синклинория интенсивно дислоцированные юрские аккреционные комплексы континентального склона аналогично северному борту Гейча-Акеринской зоны трансгрессивно покрываются терригенно-обломочной толщей апта с базальными конгломератами в основании (Рустамов, 1968; 1979; Белов, 1969; Азизбеков, Рустамов, 1973а).

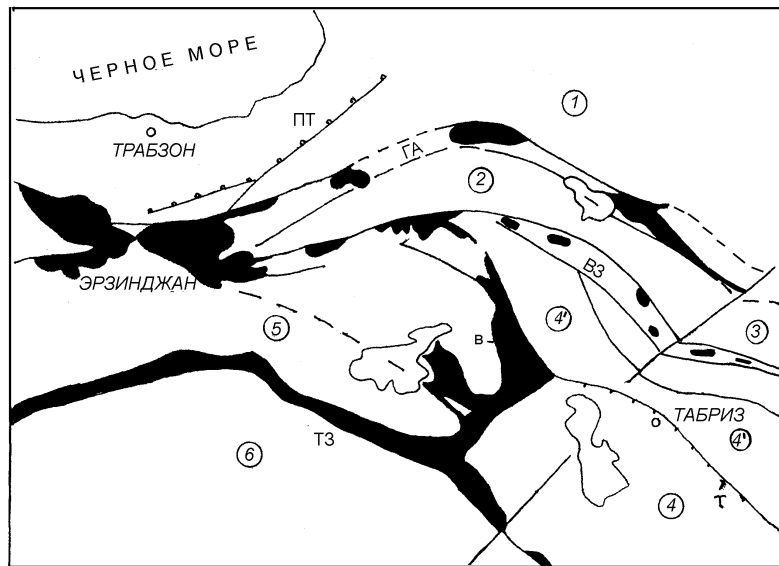


Рис. 1. Схема распространения офиолитовых поясов и плитное расчленение Мезотетиса

Пояса: ГА – Гейча-Акеринский; ВЗ – Веди-Зангезурский; В – Ванский; ТЗ – Тавр-Загросский. **Плиты:** 1 – Понтийско-Южнокавказско-Закаспийская; 2 – Анатолийско-Малокавказская; 3 – Талыш-Альборсская; 4 – Иранская и Даралагезский (4¹) ее блок; 5 – Таврская; 6 – Аравийская. Т – Табриз-Занджанский допалеозойский разлом – граница в современной тектонике между карбонатным шельфом Гондваны и Даралагезским бассейном типа окраинного моря Палеотетиса.

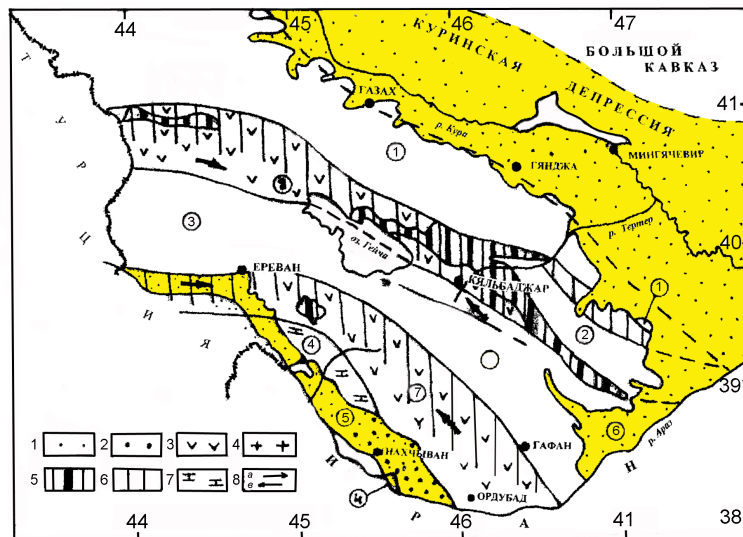


Рис. 2. Тектоническое положение офиолитов и магматическая полярность палеогеновых вулканоплутонических поясов Малого Кавказа

1 – молассовые отложения межгорных прогибов; 2 – грубые красноцветные молассы олигоцена; 3 – вулканоплутонические ассоциации палеогена; 4 – гранитоидный магматизм отраженной активизации в островодужных тектонических зонах; 5, 6 – офиолитовая ассоциация мезозоя: 5 – обнаженная; 6 – погребенная; 7 – средний девон, триасовые комплексы герцинидов Даралагезского блока Иранской плиты, местами покрыты осадочным чехлом внешнего шельфа отложениями верхнего мела и кайнозоя; 8 – направления изменений синхронной переменной геодинамической обстановки растяжения и сжатия в вулканоплутонических поясах: а – преимущественно обстановка растяжения, б – преимущественно обстановка сжатия. **Цифры в круге – тектонические зоны:** 1 – Лок-Агдамская сиалическая островодужная, южная фронтальная окраина Южнокавказской плиты; 2 – Гарабагская симатическая островодужная; 3 – Мисхано-Гафанская зона сопряженных островодужных террейнов; 4 – поднятия Даралагезского блока Иранской плиты; 5 – Нахчыванский и Агрыдагский молассовые прогибы; 6 – нижний Аразчайский прогиб; 7 – Ереван-Ордубадский вулканоплутонический пояс; 8 – Гейча-Акеринский вулканоплутонический пояс.

В Гейча-Акеринском поясе офиолиты от г. Амасия до Аразчайского разлома занимают цепи междуговых синклиналиев между Лок-Агдамской и Мисхано-Гафанской зонами. К востоку от оз. Гейча раздвоенный пояс с Гарабагской примитивной симатической дугой во время становления меланжированных офиолитов образует самостоятельные ветви: позднекиммерийскую по Тоурогачай-Ходжавендской зоне синклиналиев и раннеальпийскую по Сарыбабинскому синклиналию. При этом допозднеэокомский меланж офиолитов Тоурогачая к СЗ до г. Годжадаг в полосе лежащего южного фланга Муровдагского взброса-надвига непрерывно обнажается как аккреционный комплекс и трансгрессивно покрывается альб-сеноманским флишем.

В отличие от офиолитов Сарыбабинского синклиналия в меланже Тоурогачайского прогиба и аккреционном комплексе совершенно отсутствуют эффузивно-радиоляритовые образования верхнего мела. В этом кроются причины дискуссии о возрасте радиолярий. Сдвоенные офиолитовые пояса к ЮВ погружаются в Куринскую депрессию и вырождаются в Западнокаспийском разломе. Последний наследует Талыш-Вандамскую ступень аномальных геофизических полей, представляющих собой зоны коленчатого изгиба сутуры Закавказско-Южнокаспийско-Мешхедского океанического бассейна Палеотетиса. Согласно геофизическим и буровым материалам, погруженным продолжением Гарабагской симатической дуги на ЮВ фланге Аразчайского правого разлома является Муганская дуга (Билясувар-Гарадонлинское и другие поднятия) на северном борту Предталышского прогиба Куринской депрессии. Погруженная Ширванская сиалическая дуга (Джарлинское, Сорсорское и другие поднятия) с мезозойскими гранитоидами на ЮЗ фронте Азербайджанской глыбы является аналогом сиалической Лок-Агдамской островодужной зоны Малого Кавказа (Рустамов, 2001; 2005).

Корни малокавказских офиолитов в представлении исследователей

Представление о корнях офиолитов не только служит основой реконструкции геодинамической истории ранне- и позднеокеани-

ческих этапов развития Мезотетиса, но также определяет правомочность мнений о палеотектонике мезозоя, о современной тектонической зональности и структурно-пространственных закономерностях распространения различных геодинамических типов мезокайнозойского магматизма Малого Кавказа. О корнях офиолитов имеются различные мнения А.Л.Книппера, С.Д.Соколова, Т.Аб.Гасанова, М.Г.Ломизе и Д.И.Панова, В.Е.Хаина, А.Д.Исмаилзаде, М.И.Рустамова и др.

Исследование малокавказских офиолитов с позиции тектоники плит связано с именем А.Л.Книппера (1971; 1975). В этих исследованиях принял активное участие С.Д.Соколов (1977), изучавший олистостромовые толщи и покровную тектонику офиолитов. Т.А.Гасановым (1985) на новой геолого-тектонической основе составлены по отдельным листам геологические карты (1:25000) Гейча-Акеринской зоны и внешней ее рамы, охватывающей территорию Азербайджана и Армении. В результате многолетних комплексных полевых работ этими учеными впервые установлены внутреннее строение офиолитов, протрузивное внедрение серпентинизированных гипербазитов (начиная с отложения альб-сеноманского флиша, и последующие периоды), доальбский возраст первого этапа меланжирования океанической коры, распространение, фации и происхождение верхнемеловой олистостромовой толщи, окончательное закрытие океанического бассейна в предпозднеконьякском веке и другие фактические материалы о формировании аллохтонных офиолитов Гейча-Акеринской и Вединской зон. Особенно следует подчеркнуть определенную закономерность в югонаправленном углублении бассейна и кинематике движения офиолитовых комплексов, выявленную литолого-фациальным и структурным анализами мощной (до 1800 м) олистостромовой толщи автохтона. Этот факт не подлежит дискуссии, подтверждается нашими исследованиями и поэтому должен служить главным критерием оценки правомочности того или иного представления, объясняющего скопление офиолитовых покровов в верхнемеловых разрезах синформных структур Малого Кавказа в период окончательного закрытия океанических бассейнов.

Вместе с тем в работах А.Л.Книппера и его сторонников некоторые очень важные вопросы не только не нашли своего решения, напротив, отрицалось присутствие в офиолитовом меланже верхнемеловых вулканогенно-осадочных или эффузивно-радиоляритовых образований, а все породы офиолитового комплекса причислялись к юре – нижнему мелу (до альба). Поэтому в формировании офиолитовых поясов также остались открытыми вопросы о тектоническом положении мелового вулканизма и синхронных кремнистых слоев в структурах дна океанического бассейна; о причинах отсутствия верхнемелового эффузивно-радиоляритового комплекса в Тоурогачайских офиолитах и на их западном аккреционном продолжении; о дискретном распространении верхнемеловых радиолярий или кремнисто-карбонатно-эффузивных образований в строении офиолитового меланжа; о наличии наряду с протрузиями габбро-гипербазитов также интрузивных дифференцированных габброидов, завершающихся внедрением плагиогранитов конечной фазы. Эти вопросы нами внесены в Кяльбаджарский протокол комиссии и доложены на Международном симпозиуме «Офиолиты в земной коре» (Азизбеков, Рустамов, 1973а). Необходимо отметить, что в последующем исследовании В.Л.Книппера и его сторонников были направлены на решение вышеуказанных и других проблемных вопросов офиолитов Малого Кавказа.

В геодинамической реконструкции Малокавказского океанического бассейна и установлении источников офиолитовой ассоциации вышеуказанные важные проблемные вопросы, оставшиеся открытыми, по мнению автора, породили ошибочное представление о том, что в неокоме заканчивается океанический этап развития Мезотетиса, прекращается спрединг океанической коры и с аптского века наступает переходный период от океанического к континентальному. Однако, учитывая неоспоримый факт о предпозднеконьякском веке окончательного закрытия океанического бассейна, такое представление является парадоксом, так как в переходный этап включается длительный период (60 Ма) эволюции Мезотетиса, характеризующийся широким проявлением на Малом Кавказе, в том числе в его океаническом бассейне, мелового цикла вул-

канизма. По мнению автора, переходный период от позднеокеанического к коллизионному или от раннеальпийского к позднеальпийскому тектогенезу наступает в позднем сене и продолжается 18-20 Ма с осадконакоплением карбонатной толщи во всех синформных структурах, в том числе и в остаточных прогибах океанических бассейнов Мезотетиса, что соответствует и периоду затухания мелового цикла вулканизма. С другой стороны, на основе неубедительного представления (Тутхунский бассейн) и в противовес неоспоримым геологическим данным (широкое распространение эффузивно-радиоляритового комплекса в офиолитовом меланже в Сарыбабинском и Вединском прогибах, наличие габбро-тоналит-плагиогранитового интрузивного комплекса в доальбских меланжированных офиолитах Тоурогачая и их западных продолжениях и др.) предлагаются аналогичные общий механизм во времени и единый источник становления Тоурогачай-Ходжавендской ветви офиолитов и таковых для всего Гейча-Акеринского и Вединского поясов. Поэтому в первоначальных исследованиях А.Л.Книппер и его сторонники, исходя из неопровержимых фактов о доальбском возрасте меланжированных аллохтонных офиолитов, югонаправленной кинематике их покровов и других данных, пришли к выводу, что офиолиты шарьированные в пределах Гейча-Акеринской и Вединской синформ Малого Кавказа имеют общий источник и их Тутхунская сутурная зона была расположена севернее современных выходов офиолитов, т.е. под Понтийско-Малокавказским островодужным поясом.

Альтернативное мнение, предложенное М.Г.Ломизе и Д.И.Пановым, заключается в том, что корни всех офиолитов Малого Кавказа находятся в осевой полосе Гейча-Акеринской зоны и отсюда до позднеконьякского времени происходила обдукция офиолитовых покровов в обе стороны к периферии бассейна. Однако в коллективном фундаментальном труде по Кавказу они (Панов, Ломизе, 2007) поддерживают новую идею А.Л.Книппера (Knipper, 1980) о Зангезурской корневой зоне офиолитовых шарьяжей, совпадающей с так называемым несуществующим Анкаван-Зангезурским швом Малого Кавказа.

Среди азербайджанских геологов существуют различные мнения. В работе коллективных авторов принимается вышеуказанное первоначальное представление А.Л.Книппера и вместе с тем предлагается довольно неудачная и абсолютно не соответствующая идее тектоники литосферных плит модель формирования океанической коры. В предлагаемой ими модели офиолиты не являются новообразованной меланжированной корой океанического бассейна Мезотетиса, а представляют собой аллохтонные покровы меланократовой коры, лежащие ниже гранитного слоя и раскрытые в процессах рифтогенеза Тутхунского океанического бассейна (Геология Азербайджана, том IV, Тектоника, рис. 5-51).

В последние десятилетия исследования офиолитов характеризуются не только новыми данными, предлагаются иная трактовка совокупности материалов и новые модели их формирования в геодинамической эволюции Малокавказского Мезотетиса (Книппер и др., 1985; Закариадзе и др., 1990; Рустамов, 2005; Богдановский и др., 1992; Хаин, 2005). Наиболее дискуссионными являются вопросы о геодинамических этапах эволюции и палеотектоники Мезотетиса, местоположении офиолитовой сутуры, вдоль которой произошло окончательное закрытие океанического бассейна.

В результате многолетних исследований нами выявлены очевидные факты, свидетельствующие об ошибочности выделения так называемого Зангезурского антиклинория в области северо-восточного крутого склона Ордубадского синклинория, неверности северо-восточной направленности комплексов в мезокайнозойской кинематике Гирратахского взбросо-надвига (Рустамов 1968; Азизбеков, Рустамов, 1973б). Нами выделены Зангезурская сutura офиолитов в мезозойском субстрате синклинориев юга Малого Кавказа и ее юго-восточное продолжение в Гарадагском синклинории Северного Ирана. Все это является бесспорным аргументом достоверности выделения автором Зангезурского тектонического шва еще до начала изучения офиолитов с позиции тектоники литосферных плит, а в последующих работах доказательством непрерывного простиранья южной ветви Малокавказского океанического бассейна через Гарадаг и Южный Альборс до Урало-Оман-

ского линеамента (Рустамов, 2005).

Напомним, что в работах многих исследователей, обычно сторонников несуществующего Анкаван-Гирратахского геосва, не допускалось наличие юго-восточного погруженного продолжения офиолитов (в том числе океанического бассейна) в мезозойской палеотектонике области за Аразчайским разломом или Нижнеаразским заливом Куринской депрессии. При этом юго-восточное центроклинальное строение Гейча-Акеринской зоны ими принимается вследствие соединения Гафанского и Гарабагского островодужных блоков – отторженных фрагментов единой так называемой Сомхито-Гафанской островодужной зоны Малого Кавказа, что в корне не соответствует геологической действительности.

Во-первых, сближение этих блоков и сужение Сарыбабинского синклинория более всего обусловлено резким падением горного рельефа, т.е. является эффектом неотектоники; очевидно, в северо-западном направлении в сторону Зодского перевала в высокогорной области Гарабагский и Шалва-Лачинский разломы разделяют постепенно расширяющееся пространство офиолитового пояса. Во-вторых, своеобразные сиалическая Гафанская и примитивная симатическая Гарабагская являются островными дугами различного типа и отличаются геодинамическим развитием, магматизмом и металлогенией, поэтому только лишь на батской зрелой стадии Гарабагская дуга имела схожий вулканизм, причем в отличие от Гафанской и Лок-Агдамской дуг, согласно симатическому строению ее субстрата, здесь закономерно отсутствует комагматический гранитоидный магматизм, хотя дифференцированный батский вулканизм всюду представлен базальт-андезит-риолитовой формацией.

Таким образом, неудачная реконструкция палеотектоники малокавказского Мезотетиса с выделением единой Сомхито-Гафанской тектонической зоны порождает новое еще более существенно необоснованное мнение, а именно: объединение мезозойского и палеогенового магматизма в «андезитовый» островодужный пояс Малого Кавказа. Причем палеогеновый магматизм якобы характеризуется латеральной петрохимической зонально-

стью, что связывается с субдукцией океанической коры остаточного бассейна Мезотетиса или же смыканием континентов вдоль Анкаван-Зангезурского шва.

После установления непрерывного простираения допозднеконьякского океанического бассейна южной ветви Мезотетиса в Северном Иране и офиолитовой сутуры в мезозойском субстрате синклиналиев юга Малого Кавказа А.Л.Книппером (Knipfer, 1980) было пересмотрено значение нами впервые выделенной Зангезурской шовной зоны и предложена новая идея о корнях офиолитов, которая была поддержана В.Е.Хаиным и др. По данной версии корнем биполярной обдукции офиолитовых покровов на севере Гейча-Акеринской и на юге Ереван-Ордубадской зон является Зангезурская сutura вдоль Гиратагского разлома, и тем самым офиолитовая сutura неудачно приравнивается к последнему. При этом ими принято, что Гейча-Акеринская зона обособилась от Сомхито-Гафанского островодужного пояса в то время, когда на его опущенный край были обдуцированы офиолитовые покровы. Значит, в мезозойском субстрате данной зоны участвуют еще мощные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, прорванные многоэтапными гранитоидами средней юры – нижнего мела, что противоречит изостазии в обстановке компрессии. С другой стороны, в длительных процессах формирования офиолитового разреза, включая детально изученный альбтуронский эффузивно-радиоляритовый комплекс, допускается три последовательных геодинамических этапа, причем, почему-то принимая завершение спрединга в аптском веке и период развития Мезотетиса от поздней юры до позднего коньяка, объединяются в один третий этап обстановки компрессии (Книппер и др., 1985; Закариадзе и др., 1990). Предложенное решение является не только возвращением к фиксистской позиции расчленения Малого Кавказа на два сектора (геоантиклинории и геосинклинории), но в свою очередь противоречит геолого-тектоническим событиям и процессам, в т.ч. геодинамическим этапам эволюции малокавказского Мезотетиса. Поэтому В.Е.Хаин (2005) вновь возвращается к этому дискуссионному вопросу, устраняет некоторые упущения иными трак-

товками и предлагает несколько иную палеотектонику, начиная с аптского века, т.е. выделенного нами позднеокеанического этапа эволюции Малого Кавказа. Главным стержнем данной идеи является то, что, начиная со среднего апта, прекращается спрединг и на северной активной окраине за счет аккреции океанической коры возникает внешняя невулканическая дуга, отделенная от вулканической преддуговым прогибом, заложенным на Сомхито-Гафанском островодужном поясе. В связи с некомпенсированным погружением данного Гейча-Акеринского прогиба сначала происходило накопление альб-сеноманского флиша, а затем мощных офиолитовых олистостром и, наконец, гравитационное сползание покровов офиолитов. Почти одновременно в процессе коллизии внешняя дуга надвигается на юг и в середине коньякского века происходит обдукция офиолитов Ереван-Ордубадского прогиба на окраине Даралагезского блока Иранского микроконтинента (рис. 3). При этом он принимает исключительно геодинамическую обстановку компрессии и прекращения спрединга в океаническом бассейне, и тем самым остается открытым вопрос о доальбском и средне- и поздне меловом этапах в формировании офиолитового меланжа и эффузивно-радиоляритового комплекса с микролитовыми известняками среднего и верхнего мела, участвующего в составе меланжа офиолитов. Вместе с тем распространение среди меловых вулканитов высокотитанистых толеитов и щелочных базальтов однозначно свидетельствует о растяжении ложа океанического бассейна.

Надо отметить, что на переломном позднеокеаническом этапе эволюции М.Кавказа в связи с регенерацией спрединга и северонаправленной субдукцией океанической коры, наряду с высоким темпом обособления Гочасского интрадугового и Ходжавендского междугового прогибов, возникают новые задуговые прогибы с меловым дифференцированным вулканизмом. Цепь последних прогибов на границе Закавказско-Южнокаспийского массива с фронтальной островодужной окраиной Понтийско-Южнокавказского микроконтинента прослеживается от южной акватории Каспия до Восточного Понта включительно.



Рис. 3. Модель формирования Малокавказского офиолитового пояса (Хаин, 2005)

I – байос-бат: сокращение Малокавказского океанического бассейна по мере субдукции его литосферы под активную окраину Понтийско-Закавказского (ПЗ) микроконтинента; II – поздний коньяк – ранний сантон: сутурирование океанического бассейна с обдукцией офиолитов, их гравитационным перемещением и захоронением в преддуговом прогибе активной окраины и в бассейне на Южно-Закавказском (ЮЗ) микроконтиненте. 1 – офиолиты, офиолитовые меланжи и олистостромы; 2 – фундамент и чехол ЮЗМ; 3 – то же для ПЗМ; 4 – субдукцированный вулканизм и его продукты; 5 – флишоидное заполнение преддугового прогиба.

Мнение о гравитационном сползании офиолитовых покровов с внешней невулканической дуги Зангезурской сутуры вдоль Гирратагского разлома в Сарыбабинский и Тоурогачай-Ходжавендский прогибы несостоятельно и противоречиво.

Во-первых, Гирратахский разлом, ограничивающий с востока Зангезурскую шовную зону, характеризуется аналогично Муровдагскому и Гарабагскому взбросо-надвигом юго-западным взбросом островодужных комплексов Гафанского террейна. Во-вторых, возникают вопросы: почему отсутствуют офиолиты и даже офиолитокластические образования в меловых толщах Гочасского прогиба, характеризующихся в среднем и верхнем мелу непрерывным погружением и субдукционным интрадуговым вулканизмом (рис. 4, 5); в случае принятия мнения об отторженной природе Гафанского блока от Сомхито-Гафанской зоны во фронтальном Гочасском прогибе должны присутствовать офиолиты.

С другой стороны, при геотектоническом развитии Гарабагского поднятия в обстановке суши после неокомского периода невозможно накопление офиолитов в Тоурогачай-Ходжавендском прогибе, как северном продолжении покровов Сарыбабинского прогиба. Если принять за корни офиолитов Зангезурскую сутуру, остаются неопределенными

места формирования примитивной симатической Гарабагской дуги, возникшей в поздне-кimmerийском тектогенезе в результате интенсивной деформации и скучивания меланжированной коры Мезотетиса. Возникает немыслимое допущение о покровном происхождении Гарабагской дуги совместно с офиолитовыми покровами внешней невулканической дуги Зангезурской сутуры. По нашему мнению, Гирратахский взброс-надвиг с северо-восточным наклоном и Зангезурская сутура дуга-плита, или зона глубинного разлома, относится к различным категориям пликативных структур, и даже первый не является ветвью последнего, не контролирует пути проявления мезокайнозойского магматизма и в тектонике Малого Кавказа аналогично Муровдагскому и Гарабагскому разломам представляет собой плоскость срыва, возникшую в процессе субдукции океанической коры.

Таким образом, нам представляется, что последовательность событий и процессов, приводящих к формированию офиолитовых поясов в синформных структурах и становлению офиолитовых сутурных зон, следует рассматривать в несколько иной трактовке палеотектонической и геодинамической эволюции океанического бассейна малокавказского Мезотетиса.

Основные тенденции эволюции Малокавказского Мезотетиса и корни офиолитов

В результате многолетних исследований, анализа и обобщения литературных материалов автором систематизированы тектоническая и геодинамическая эволюция Тетиса в фанерозойской геологической истории Персидско-Кавказского сегмента Средиземно-морского пояса (Рустамов, 2005). В данном сегменте отсутствует каледонский тектонический цикл. Установлены рифтогенное заложение и эволюция новообразованных океанических бассейнов с последовательным развитием геодинамических типов плейттектонических зон Палеотетиса в герцинском и Мезотетиса в альпийском тектоническом циклах. Палеотетис и Мезотетис характеризуются рифтогенным заложением, океаническим и коллизионными периодами эволюции. Причем эти периоды строго отличаются по многим особенностям, в том числе геодинамическим типом магматизма на ранне- и позднеокеанических этапах, а также на раннем – мягком, среднем – жестком и позднем – хрупком коллизионных этапах.

Каждая тектоническая фаза складчатости соответствует подэтапам развития Тетиса (Рустамов, 2005; 2007). В этом сегменте и, очевидно, на всем протяжении Средиземно-морского пояса наблюдается латеральная миграция на юг Мезотетиса, а также в пределах каждой его ветви – глубоководного бассейна к континентальным подножьям южного пассивного борта на границе пассивного склона плиты. Указанная тенденция устанавливается в эволюции Малокавказского океанического бассейна и отчетливо сохранилась в современной тектонической структуре на Большом Кавказе, в простирации осевой зоны некомпенсированного погружения турбидитового (J_1 - J_2), карбонатно-терригенного флишевого (J_3 - K_2), терригенного флишевого (P_1 - P_2) и периклиналиного молассового (P_3) бассейнов. Нами доказано, что Крым – Большой Кавказ – Копетдагский субокеанический бассейн неверно причисляется к надсубдукционным окраинным морям, в то время как является самостоятельной геодинамической системой Мезотетиса. Достаточно отметить, что в отли-

чие от окраинных морей для Большекавказского бассейна характерна северо- и югонаправленная субдукция на различных этапах эволюции с магматизмом западнотихоокеанского и андийского типов.

Нами предложена несколько иная модель заложения и эволюции северной ветви Мезотетиса Малого Кавказа и формирования в различные периоды разновозрастных желобоподобных прогибов – «ловушек» офиолитов и их аккреционных комплексов серпентинитового меланжа на дне северного и южного бортов океанического бассейна (рис. 4, 5). При этом ряд индикаторных признаков показывает развитие раннеокеанического этапа в ранне- и позднекиммерийском тектогенезе соответственно в обстановке спрединга (T_{3r} - J_{2a}) и компрессии (J_{2b} - K_{1n1}) океанической коры. Позднеокеанический этап развития происходил в раннеальпийском тектогенезе также в обстановке спрединга (K_{1a} - K_{2cm}) и компрессии (K_{2cm} - K_{2cn1}) с окончательным закрытием океанического бассейна. Примечательным является существование переменной обстановки в начале каждого переломного периода компрессии, что выражается проявлением контрастного вулканизма и плагиогранитов байоса на фронте наращенной активной окраины Южнокавказской плиты и на двух этапах допозднеэононского последовательно дифференцированного вулканизма, распространённого исключительно в надсубдукционных задуговых прогибах.

Рифтогенное заложение океанического бассейна на Малом Кавказе происходило на рубеже норийского и ретского веков после углистых молассов Даралагезского бассейна форланда Палеотетиса. Этот бассейн (Рустамов, 1987; 1989; 2001; 2005) с консидиментационными поднятиями, островами суши и мощными (>3000 м) отложениями девон-триаса севернее карбонатного шельфа Гондваны по Табриз-Занджанским глубинным разломам на границе Иранской антиклизы как окраинное море (Д-С) и прогиб форланда (Р-Т) с несколько утоненной корой служил разделом областей байкальской и герцинской консолидации, а в раннекиммерийском тектогенезе – наиболее проницаемой зоной для мантийного диапиризма и

рифтогенеза. Последний фиксируется обнажениями высокотитанистых базальтоидов по листрическому разломам рифта, и, несомненно, они проявлены в осевой зоне спрединга. По данным (Книппер, 1975), высокотитанистые базальтоиды участвуют в строении офиолитового меланжа. Позднетриасовый возраст рифтогенеза согласуется с Sm-Nd-возрастом (226 ± 13 , 224 ± 8 Ma) габброидов толеитовой серии Гейча-Акеринской зоны (Богдановский и др., 1992).

Геодинамика рет-лейас-ааленского периода соответствует максимуму спрединга в течение 30-32 Ma и обособлению океанического бассейна Малого Кавказа с разветвленными спрединговыми хребтами и террейнами (Мисханский, Гафанский, Талышский), оторванными от Иранской плиты (рис. 4, 5). В спрединговых поднятиях дна океанического бассейна, а также в зонах Аразчайского и Тертерчайского трансформных разломов, доминирующий вулканизм представлен толеи-

товой серией и проявлен в тесной связи в пространстве и во времени с высокотитанистыми базальтоидами толеитовой и субщелочной серий внутриплитного типа. Главные трансформные разломы наследуют направление древних антикавказских линейментов (Полмириды и др.) континента Гондваны, и в геологической истории наблюдается неоднократно их активизация, что доказывается по космическим снимкам приуроченностью молодых вулканов на Тавридах (Намруд, Суфан, Тандурек, Агрыдаг) к СВ разлому на продолжении Тертерчайского трансформного разлома. На обоих пассивных бортах бассейна атлантического типа в составе песчано-сланцевой толщи рет-лейаса участвуют пачки и линзы базальтоидов туфообломочной фации, а возрастающий вглубь бассейна их объем с покровом базальтов указывает также на проявление вулканизма по листрическим разломам на склоне плит и террейнов.

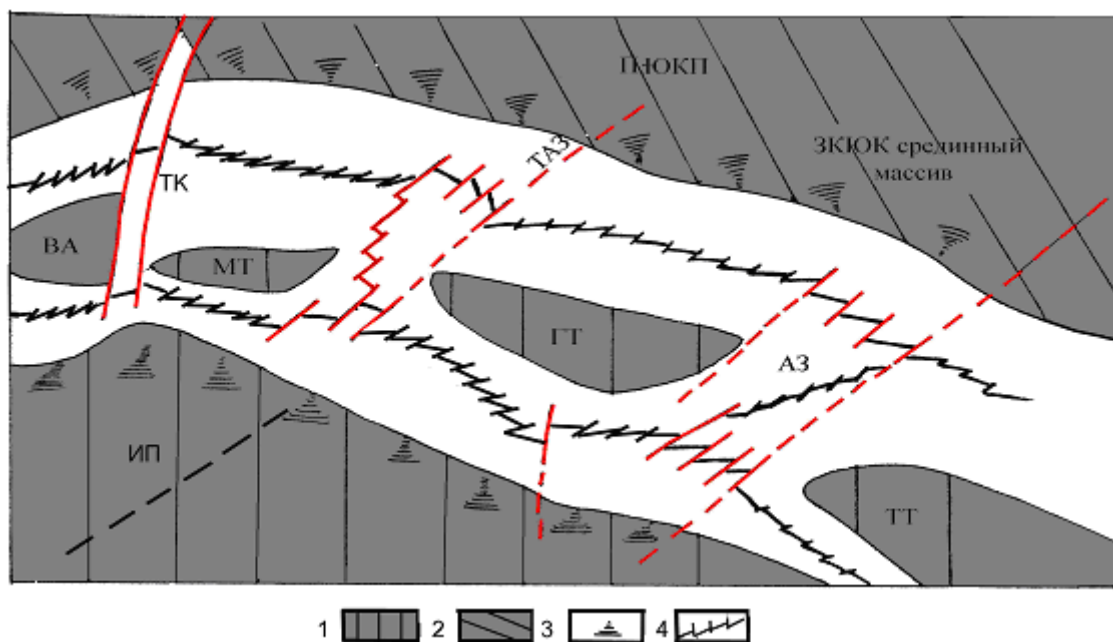


Рис. 4. Палеотектоника малокавказского Мезотетиса в раннекimmerийском тектогенезе максимума спрединга океанической коры (океанический бассейн показан вне масштаба, рет-аален 203-171 Ma)

Материковые плиты и террейны с фундаментом: 1 – байкальским; 2 – герцинским; 3 – пассивные континентальные склоны плит. ПЮКП – Понтийско-Южнокавказская плита с Закавказско-Южнокаспийским (ЗКЮК) срединным массивом; ИП – Иранская плита с центральным иранским срединным массивом; ВА – Восточноанатолийский, МТ – Мисханский, ЛГ – Лачын-Гафанский; ТТ – Талышский; 4 – срединные океанические хребты; зоны трансформных разломов: ТАЗ – Тертерчай-Агрыдагская; АЗ – Аразчайская; ТК – Транскавказская

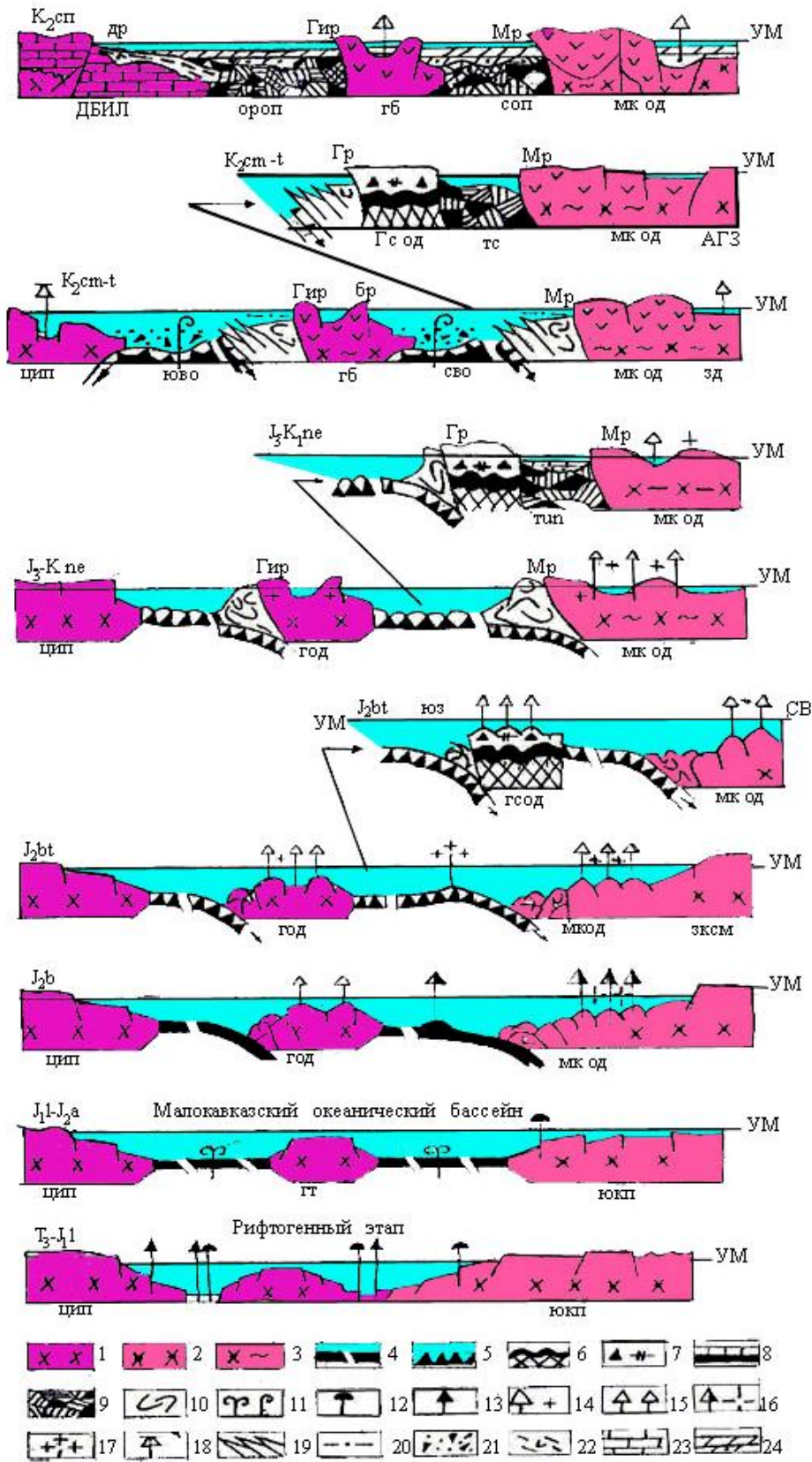


Рис. 5. Геодинамическая модель эволюции малокавказского Мезотетиса

Континентальная кора плит и террейнов: 1 – байкальской; 2 – герцинской; 3 – позднекиммерийской консолидаций; 4 – океаническая кора; 5 – офиолитовая меланжированная кора; 6 – симатическая кора примитивной Гарабагской дуги с вулcano-плутоническим комплексом; 7 – бонинитовая серия симатической коры; 8 – новообразованная океаническая кора с фрагментами меланжированной офиолитовой коры киммеридов; 9 – сутурная зона с аккрецией офиолитовых покровов; 10 – аккреционная призма меланжированных офиолитов; 11 – спрединг океанической коры: по СОХ (а) и рассеянный приразломный (в); **вулканизм:** 12 – базальтоидов толлитовой серии различного типа; 13 – высокотитанистых базальтов субщелочной серии; 14 – островодужный последовательно дифференцированный с завершающими гранитоидами; 15 – то же без гранитоидных комагматов; 16 – контрастный вулканизм активных окраин с плагиогранитоидами; 17 – вулcano-плутоническая ассоциация бонинитовой серии во внутриокеанических поднятиях; 18 – внутриплитный рифтогенный вулканизм базальт-риолитов субщелочной серии; 19 – покровная тектоника на дне океанического бассейна; 20 – флишевая и флишеидная толща с протрузиями офиолитов в аккреционной и неоавтохтонной зоне, вглубь бассейна переслаивание с олистостромами; 21 – олистостромовые образования и начало покровной тектоники офиолитов; 22 – карбонатно-терригенные флишеидные отложения, а порою вулканогенные комплексы пассивного склона; 23 – карбонатно-терригенные и карбонатные отложения субстрата на пассивном склоне; 24 – карбонатные отложения автохтона остаточных, задуговых и интрадуговых прогибов. **Буквами обозначены:** ЦИП – Центральная Иранская плита; ДБИП – Даралагезский блок Иранской плиты; ЮКП – Южнокавказская плита; ГТ – Гафанский террейн; ГОД – Гафанская островная дуга; МКОД – Малокавказская островная дуга; ЗКСМ – Закавказский срединный массив; АГЗ – Азербайджанская глыба; ГСОД – Гарабагская симатическая островная дуга; остаточные прогибы: ОП – Ордубадский; ТОП – Тоурогачайский; СОП – Сарыбабинский. **Региональные главные разломы:** Др – Джульфинский; Гир – Гирратахский; Мр – Муровдагский; Бр – Башлыбельский; Гр – Гарабагский.

В позднекиммерийском тектогенезе, начиная с байосского века, наступает переломный этап в обстановке компрессии, который длится до раннего неокома включительно. Происходит северо-направленная субдукция по плоскостям срывов параллельно региональным Муровдагскому, Гирратагскому и на последующих подэтапах Гарабагскому разломам, сопровождаемая формированием островодужных комплексов. В океаническом бассейне происходят прекращение в середине байоса спрединга, сужение и перестройка dna океанического бассейна, меланжирование его коры, и на скученных офиолитах возникают примитивные островные дуги. Симатические дуги служили ареной проявления вулcano-плутонической ассоциации бонинитовой серии в океаническом пространстве, подобно Джил-Сатанахскому комплексу в Гейча-Акеринском офиолитовом поясе (Закариадзе и др., 1990). Габбро-тоналит-плагиогранитовые интрузивы бонинитовой серии также развиты на юго-восточном окончании Шахдагского палеогенового синклиория, южный борт которого наложен на аккреционные образования офиолитового меланжа. В юрских вулканитах марионит-бонинитовая серия описана в Гарабагской островодужной зоне (Остроумова, Центр, 1986). Наряду с этим в надсубдукционных рифтогенных вулканитах мела Ходжавендского междугового прогиба встречаются обломки базит-гипербазитов, метаморфизо-

ванные в амфиболитовые ступени.

Период кульминации компрессионного тектогенеза и субдукции знаменуется причленением Гарабагской примитивной симатической дуги к Лок-Агдамскому сиалическому островодужному поясу, при этом в зоне сопряжения или сутуры сохраняется Тоурогачай-Ходжавендский остаточный междуговой прогиб с субстратом аккреционных меланжированных офиолитов. В океаническом бассейне меланжированная кора офиолитов, в том числе примитивные дуги с бонинитовым магматизмом, в зависимости от их положения в океаническом пространстве образуют надсубдукционную аккреционную призму, наращивая окраину Лок-Агдамской дуги к западу Тоурогачая вдоль Муровдагского разлома и др. террейнов. Причем всюду до начала аптальбской трансгрессии в океаническом бассейне аккреционные зоны превращаются в сушу, тем самым доказывается латеральная миграция погружения на юг в каждой ветви Мезотетиса. Примечательно, что в результате размыва офиолитовой суши часть сноса (титаномагнетитовые песчаники и др.) накапливалась в позднеюрском мелководье между Шамкирским и Муровдагским поднятиями островодужного пояса активной окраины Южнокавказской плиты.

В позднекиммерийском тектогенезе на фронтальной окраине последней, начиная с байоса, проявлен многоэтапный островодуж-

ный вулcano-плутонический магматизм (Лок-Агдамская дуга), а террейны отличаются неполнотой этапов магматизма (J_2-K_1). Устанавливается также ЮВ направленность субдукции океанической коры в высоком темпе под Талышский террейн, что выражается не только сближением и сопряжением Талышского и Гафанского террейнов, но также проявлением позднеюрско-раннемелового вулканизма исключительно в СЗ области Талышского террейна на продолжении синхронного вулканизма Гафанского террейна. В данном тектогенезе или в завершающий период эволюции раннеокеанического Мезотетиса на протяжении 38-40 Ма (байос – ранний неоком) в результате сокращения океанического бассейна, причленения террейнов и других процессов были сформированы сдвоенные глубоководные бассейны Малого Кавказа со сложной геоморфологией и тектоникой дна с меланжированной офиолитовой корой. Для тенденции развития каждого бассейна характерны поднятие дна северного активного борта и смещение к югу наиболее глубоководной зоны. В малокавказском Мезотетисе обстановка компрессии и соответственно субдукция океанической коры завершаются в позднем неокоме стабилизацией геодинамических и геотектонических процессов, а также затуханием среднеюрско-раннемелового цикла магматизма, сопровождаемого отложением неокомских известняков.

В раннеальпийском переломном тектогенезе, начиная с апта, в обстановке растяжения, в новом тектоническом плане происходила регенерация спрединга и северо направленной субдукции меланжированной коры сдвоенных океанических бассейнов Малого Кавказа. Поэтому позднеокеанический этап довольно резко отличается тектоническим положением мелового цикла субдукционного вулканизма, который приурочивается исключительно к новой заложеной цепи задуговых прогибов в тылу суши Лок-Агдамского островодужного пояса, а в пределах причлененных террейнов – к интрадуговым меловым прогибам. При этом на раннем этапе вулканизма доминируют островодужные базальтоиды, а на допозднесенонском этапе происходит изменение кинематики извержения вулканитов известково-щелочной и субщелочной серий

последовательно дифференцированного базальт-риолитового ряда. Указанные особенности вулканизма являются прямым индикатором смены обстановки растяжения компрессией в геодинамической эволюции малокавказского Мезотетиса.

Следует отметить, что прямым доказательством регенерации спрединга в Малокавказском океаническом бассейне является присутствие обломков, глыб и даже блоков средне-верхнемеловых эффузивно-радиоляритовых образований в офиолитовом меланже Ширак-Сарыбабинской подзоны Гейча-Акеринского пояса и в офиолитах Вединского прогиба. Начиная с исследований К.Н.Паффенгольца, в многочисленных публикациях приводятся неопровержимые данные о присутствии в офиолитовых поясах Малого Кавказа эффузивно-радиоляритовых образований среднего-верхнего мела (Ахундов, 1974; 2003; Книппер и др., 1985). В офиолитовых поясах, кстати сказать, в первоначальных исследованиях А.Л.Книппер (1976) и его сторонники, а также при геологическом картировании (1:25000 м-ба) Т.А.Гасанов (1985), исходя из трансгрессивного перекрытия меланжированных офиолитов терригенно-флишоидным комплексом альб-сеномана и протрузивного прорывания последнего гипербазитами, не допускали возможности проявления мелового вулканизма. В последующем ими разрезы аллохтонных покровов офиолитов с участием мелового вулканизма, в отличие от прежних исследователей, более подробно были подвергнуты комплексному изучению вплоть до петрогеохимического состава вулканитов и их расплавленных включений и др. с выделением внутриплитных рифтогенных высокотитанистых субщелочных и щелочных базальтов и толеитов (Книппер и др., 1985; Закариадзе и др., 1985).

В сдвоенных океанических бассейнах спрединг и синхронно меловой вулканизм происходили в течение около 22 Ма до появления в офиолитовом разрезе олистостромовой толщи в верхнем сеномане. Процесс спрединга в раннеальпийском тектогенезе сопровождался общим региональным погружением и расширением океанического бассейна со сложными строением и геоморфологией его офиолитового дна. В отличие от раннего,

на позднеокеаническом этапе процессы спрединга характеризуются рассеянной приразломной кинематикой по дискретным ветвям зоны глубинного разлома на фоне интенсивного погружения осевой зоны и смещением ее к южному пассивному борту с утоненной корой континентального подножья. Формируются желобоподобные грабен-прогибы в сдвоенном океаническом бассейне, трассируемые в современной тектонике М.Кавказа цепью синклиналиев (Ереван-Ордубадской и Ширак-Сарыбабинской).

В обстановке спрединга и погружения цепи грабен-прогибов, очевидно, и их северные области офиолитового океанического дна стали ареной апт-сеноманского вулканизма базальтоидов толеитовой, субщелочной и щелочной серий с формированием довольно пестрой по составу и строению вулканогенно-осадочной толщи. Фрагменты этой толщи в виде крупных глыб и пластин обнаруживаются в составе меланжа Гейча-Акеринских и Вединских офиолитов. Тесная взаимосвязь в пространстве и во времени проявления базальтоидов с широкой вариацией геодинамических типов и состава, включая их высокотитанистые разности, свидетельствует о различных мантийных источниках магмогенерации в формировании желобоподобных грабен-прогибов путем рассеянного рифтогенного спрединга по кулисообразно простирающимся разломам.

На фоне регионального погружения на бортах бассейнов терригенно-обломочная толща апта и альб-сеноманский флиш характеризуются трансгрессивным залеганием и покрывают аккреционную призму офиолитового меланжа на южном опущенном фланге Муровдагского и Гирратагского взбросо-надвигов. Вглубь бассейна на верхнем уровне флиша наличие олистолитов и обломков офиолитокластовых конгломератов в тех же синхронных конгломератах, а также установленная А.Л.Книппером и С.Д.Соколовым латеральная фациальная смена флиша олистостромов однозначно являются индикатором начала проявления в позднем сеномане компрессионной обстановки и покровной тектоники в геодинамической эволюции Мезотетиса. В последующем кульминационном периоде (9-11 Ма) в обстановке компрессии в оке-

аническом бассейне прекращаются спрединг и вулканизм, происходят интенсивные процессы деформации и покровной тектоники с накоплением мощной олистостромовой толщи. В обстановке сужения и быстрого окончательного закрытия в раннем коньяке сдвоенных океанических бассейнов их желобоподобные грабен-прогибы явились «ловушкой» –местилищем автохтонной олистостромовой толщи и аллохтонных покровных пластин офиолитов. Важно отметить, что в процессах закрытия океанических бассейнов в связи с реорганизацией двусторонних субдукций пассивная окраина Иранской плиты превращается в активную континентальную окраину андийского типа, что выражается проявлением на рубеже турона и коньяка рифтогенного контрастного базальт-риолитового вулканизма. Вулканический комплекс в современной тектонике пассивной окраины Иранской плиты выступает в виде «окон» в зоне сопряжения юго-западного борта Ордубадского и Гарадагского (Южный Азербайджан) синклиналиев с герцинидами Даралагезского, Джульфинского и Кямкинского поднятий, а также на Бузговском горсте, разобшающем Вединский и Ордубадский синклиналии. Их возраст в пределах Нахчыванской АР А.Ш.Азизбеков условно относил к альбу. Нами установлено, что они всюду надстраиваются терригенно-карбонатными и карбонатными отложениями коньяк-кампана и с базальными конгломератами в основании перекрывают осадочные толщи аален-келловея на северном пассивном склоне Иранской плиты. Возраст проявления вулканизма на рубеже турона и коньяка определен нами на основе макро- и микрофаунистических данных (Рустамов, 1987; 2005).

Позднеокеаническая эволюция Мезотетиса завершается стабилизацией геодинамической и тектонической напряженности с отложением карбонатной толщи верхнего сенона в остаточных прогибах, наследующих грабен-прогибы –местилище офиолитовых покровов.

Заключение

1. В формировании современной тектоники М.Кавказа переименование выделенных согласно фиксизму так называемых ан-

тикавказской эвгеосинклинали или Сомхито-Гафанской тектонической зоны в качестве единого одноименного мезокайнозойского островодужного пояса, а также объединение различных по категории, кинематике и тектоническому положению разломов Анкаван-Гирратагской сутуры офиолитов являются по сути артефактом.

2. Офиолитовый субстрат Тоурогачай-Ходжавендского синклиория в зоне сопряжения сиалической (Лок-Агдамской) и симаической (Гарабагской) островных дуг образовался в конце раннеокеанического этапа в период кульминации (J_3-K_1) геодинамической обстановки сжатия киммерийского тектогенеза. В обстановке сужения океанического бассейна не происходит его закрытие, вместе с тем с причленением террейнов формируются сдвоенные бассейны с меланжированной офиолитовой корой.

3. К западу от Гарабагской дуги офиолитовый меланж дна океанического бассейна согласно северонаправленной субдукции (J_3-K_1) образовал аккреционную призму островов на фронте Лок-Агдамской дуги вдоль Муровдагского разлома. Эти острова лишь на позднеокеаническом этапе эволюции Мезотетиса в результате апт-альбской трансгрессии покрылись офиолитокластовыми отложениями терригенно-обломочной и флишевой фаций. Аналогично на фронте островодужного Гафанского террейна вдоль Гирратагского разлома терригенно-обломочные отложения апта с базальными конгломератами в основании перекрыли метаморфизованную аккреционную призму Зангезурского геошва, что прослеживается на правом склоне р.Охчичай.

4. На Малом Кавказе автохтонные офиолитовые олистостромовые толщи и аллохтонные покровы офиолитов слагают мезозойский субстрат Ереван-Ордубадской и Ширак-Сарыбабинской цепей синклиориев. Зарождение автохтонных и аллохтонных комплексов офиолитового разреза из одного источника или из одного корня путем бимодальной субдукции или гравитационного сползания не согласуется с геологической действительностью.

5. В раннеальпийском тектогенезе Мезотетис вступает в позднеокеанический переломный этап эволюции самостоятельных глу-

боководных бассейнов с меланжированной корой. В обстановке растяжения ($K_{1ар}-K_{2см}$) происходила в новом плане регенерация спрединга и субдукции, сопровождаемых рядом с меловым вулканизмом расширением и высоким темпом погружения бассейнов с югонаправленной тенденцией, а главное, формированием на пассивных бортах желобоподобных грабен-прогибов.

6. В обстановке компрессии ($K_{2см1-сн1}$) в бассейнах Мезотетиса затухают процессы спрединга и вулканизма, и это время характеризуется главным образом развитием югонаправленной покровной тектоники с формированием мощной олистостромовой толщи и покровов офиолитов в грабен-прогибах. Реорганизация двусторонней субдукции, обусловленная сближением континентов Афроаравии и Евразии, завершается окончательным закрытием океанических бассейнов с превращением их в остаточные карбонатные прогибы.

ЛИТЕРАТУРА

- АЗИЗБЕКОВ, Ш.А., РУСТАМОВ, М.И. 1973а. Некоторые особенности офиолитов Кавказа, Ближнего и Среднего Востока. В матер. межд. симп.: *Офиолиты в земной коре*. Наука, Москва, 83-87.
- АЗИЗБЕКОВ, Ш.А., РУСТАМОВ, М.И. 1973б. Положение Мегри-Ордубадского батолита в общей структуре Южного Зангезура. В кн.: *Очерки по геологии Азербайджана*. Элм, Баку, 7-16.
- АХУНДОВ, Ф.А. 1974. К вопросу размещения и происхождения меловых вулканических формаций Малого Кавказа в пределах Азербайджана. *Ученые записки Азерб. Ун-та*, 21, 3-10.
- АХУНДОВ, Ф.А. 2003. Позднемеловые вулканические формации Малого Кавказа. Изд. БГУ. Баку. 232.
- БЕЛОВ, А.А. 1969. Стратиграфия и структура метаморфизованных вулканогенных и осадочных комплексов зоны Анковано-Зангезурского разлома в юго-восточной Армении. *БМОИП отд. геологии*, XIV, 65-76.
- БОГДАНОВСКИЙ, О.Г., ЗАКАРИАДЗЕ, Г.С., КАРПЕНКО, С.Ф. и др. 1992. Sm-Nd возраст габброидов толеитовой серии офиолитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. *Докл. РАН*, 327, 4-6, 566-569.
- ГАМКРЕЛИДЗЕ, И.П., ШЕНГЕЛИЯ, Д.М. 2005. Докембрийско-палеозойский региональный метаморфизм, гранитоидный магматизм и геодинамика Кавказа. Научный Мир. Москва. 458.
- ГАСАНОВ, Т.Аб. 1985. Офиолиты Малого Кавказа. Недра. Москва. 240.
- ГЕОЛОГИЯ АЗЕРБАЙДЖАНА (под ред. Али-Заде Ак.А.). 2005. Т.ІУ. Тектоника. Nafta-press. Баку. 506.
- ЗАКАРИАДЗЕ, Г.С., КНИППЕР, А.Л., СОБОЛЕВ, А.В. и др. 1985. Особенности структурного положения и

- состав вулканических серий офиолитов Малого Кавказа. В кн.: *Офиолиты*. Наука, Москва, 218-221.
- ЗАКАРИАДЗЕ, Г.С., КНИППЕР, А.Л., БИБКОВА, Е.В. и др. 1990. История формирования и возраст плутонической части офиолитового комплекса северо-восточного побережья оз.Севан. *Изв. АН СССР, серия геологическая*, 3, 17-30.
- ИСМАИЛЗАДЕ, А.Д. 2009. Биполярная сопряженность вулканоплутонических и офиолитовых поясов на Кавказе. *Изв. НАН Азербайджана. Науки о Земле*, 1, 40-53.
- КНИППЕР, А.Л. 1971. Серпентинитовый меланж Малого Кавказа (внутреннее строение и возраст). *Геотектоника*, 5.
- КНИППЕР, А.Л. 1975. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. *Труды ГИН АН СССР*, 267, 208.
- КНИППЕР, А.Л., ЗАКАРИАДЗЕ, Г.С., ЛОРДКИПАНИДЗЕ, М.Б. 1985. Верхнемеловой вулканизм Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. *Geologicky zbornik – Geologica Carpathica*, 36, 6, Bratislava, 651-682.
- КНИППЕР, А.Л., СОКОЛОВ, С.Д. 1976. Офиолиты Веди: автохтон или аллохтон? *Геотектоника*, 4.
- ЛЕОНТЬЕВ, Л.Н., ХАИН, В.Е. 1949. Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация на Малом Кавказе. *ДАН СССР*, 65, 1.
- ОСТРОУМОВА, А.С., ЦЕНТЕР, И.Я. 1986. Аналогии пород марианит-бонинитовой серии в юрских вулканах Гарабагского Хребта (Малый Кавказ). *ДАН СССР*, 290, 2, 441-445.
- ПАНОВ, Д.И., ЛОМИЗЕ, М.Г. 2007. Ранняя и средняя юра Большого Кавказа (стратиграфия, тектоника, вулканизм и геодинамическая эволюция). В кн.: *Большой Кавказ в альпийскую эпоху*. ГЕОС, Москва, 367.
- ПАФФЕНГОЛЬЦ, К.Н. 1934. Бассейн озера Гокча (Севан). Геологический очерк. *Труды Всесоюзного геологоразведочного объединения*, Ленинград, 219.
- ПАФФЕНГОЛЬЦ, К.Н. 1971. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд.-во АН Арм. ССР. Ереван. 503.
- РУСТАМОВ, М.И. 1968. Новые данные о тектоническом строении Южного Зангезура. *Геотектоника*, 2, 117-124.
- РУСТАМОВ, М.И. 1979. Олистостромовые образования и проблемы офиолитов Араксинской зоны. *Изв. АН Азерб.ССР, серия наук о Земле*, 5, 84-91.
- РУСТАМОВ, М.И. 1983. Новые данные об эволюции палеогенового магматизма Малого Кавказа. В сб.: *Эволюция магматизма в главнейших структурах Земли*. Наука, Москва, 65-66.
- РУСТАМОВ, М.И. 1987. Магматические формации Араксинской зоны и задачи дальнейших исследований. В сб.: *Вопросы геологической петрологии Азербайджана*. Элм, Баку, 44-64.
- РУСТАМОВ, М.И. 1989. Геошвы континентальной коллизии Центрального сегмента Средиземноморского пояса. В кн.: *Эндогенные процессы в зонах глубинных разломов*. Иркутск, 14-16.
- РУСТАМОВ, М.И. 2001. Палеотектоника и геодинамика Палеотетиса Каспийско-Кавказского региона. *Труды Института геологии*, Баку, 29, 136-147.
- РУСТАМОВ, М.И. 2005. Южнокаспийский бассейн – геодинамические события и процессы. Nafta-press. Баку. 344.
- РУСТАМОВ, М.И. 2007. Главные тенденции геодинамической эволюции Центрального сегмента Тетиса. В сб.: *Проблемные вопросы геодинамики, петрологии и металлогении Кавказа*. Nafta-press. Баку. 14-35.
- СОКОЛОВ, С.Д. 1977. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы М.Кавказа. *Труды ГИН АН СССР*, 296, 94.
- УСПЕНСКАЯ, Е.А., БУРИТЕЙН, Л.Е., ГУЩИН, А.В. и др. 1988. В сб.: *X Всесоюзное литологическое совещание. Тез. Докладов*, Ереван, 42-43.
- ХАИН, В.Е. 2005. Малокавказский офиолитовый пояс – модель формирования. *Докл. РАН*, 404, 2, 225-228.
- ШИХАЛИБЕЙЛИ, Э.Ш. 1967. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Изд.-во АН Азерб.ССР, Баку, III, 235.
- KNIPPER, A.L. 1980. Tectonic position of ophiolites of the Lesser Caucasus. Ophiolites. *Proceed.Int.Ophiol.Symp. Cyprus*.

Рецензент: д.г.-м.н. С.Д.Соколов