

УДК 551.24 : 552.321.06 + 552.323.05 : 553.41 + 553.43 (479.25)

Г. А. КАЗАРЯН

К ВОПРОСУ СТАНОВЛЕНИЯ СЕВАНСКОГО  
ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА

Севанский офиолитовый пояс с некоторой прерывистостью выходов пород собственно офиолитовой серии, обусловленной перекрыванием их более молодыми образованиями (ундуляцией), в пределах Закавказья прослеживается в северо-западном направлении более чем на 300 км при ширине 20—50 км. В северо-западном направлении зона переходит на территорию современной Турции, где породы офиолитовой серии выходят на дневную поверхность в районе Эрзерума-Эрзинджана и далее на запад в сторону Амасия-Чанкири.

В крупном тектоническом плане названный пояс контролируется Малокавказско-Североанатолийским (Главноанатолийским) региональным разломом.

Относительно возраста офиолитов пояса имеются довольно противоречивые данные. По наличию обломков пород серии в различных стратиграфических горизонтах он варьирует от юры до верхнего мела. Подобная разновозрастность пород этой формации, по нашему мнению, не должна вызывать сомнений, поскольку в пространственном отношении они имеют довольно закономерное распределение. На восточном побережье оз. Севан возраст офиолитов определяется как доверхнеконьякский, несколько восточнее него, в пределах Азербайджанской ССР—как сеноманский [9, 14], а в северо-западной части зоны, в Турции наиболее древние, хорошо датированные образования относятся к верхней юре [17].

Как видно из приведенных сведений, наиболее «молодые» офиолиты внутри пояса занимают центральное положение. Приведенные возрастные значения отражают отдельные, конкретные этапы формирования формации по мере раскрытия рифта. Породы раннего возраста, развитые в краевых частях зоны, характеризуют время заложения рифта, а молодые—в осевой полосе—его завершение.

По времени заложения—верхняя юра-верхний коньяк—Севанский офиолитовый пояс довольно близок с Атлантическим и Тихим океанами, в средних частях которых проходят современные океанические рифтовые зоны [5, 6, 11, 16].

Севанский рифт был заложен на эпибайкальской субплатформенной коре, отдельные фрагменты которой в современном геологическом строении Закавказья выступают в виде жестких блоков (Арзаканский кристаллический массив, Приараксинская зона, Аргичинский блок, Сом-

хето-Карабахская зона) и при формировании офиолитов являлись или областями размыва (Арзаканский массив), или же шельфовой полосой, вытянутой вдоль пелагического моря.

В конце коньякского времени дальнейшее рифтообразование было приостановлено, и образовавшаяся впадина заполнялась мощными терригенно-осадочными образованиями. В послезоценовое время зона подверглась интенсивному боковому сжатию, вероятно, вследствие сближения смежных платформенных областей.

По сейсмическим исследованиям, глубинное строение офиолитовых поясов Армении с помощью аппаратуры «Земля» [7] установлено, что за пределами офиолитовых поясов, в фундаменте, имеющем блоковое строение, четко отбиваются границы разделов «гранитного» (5—16 км) и «базальтового» (26-32 и 35-39 км) слоев, поверхность Мохоровичича (40-50 км) и отдельные границы в мантии.

Офиолитовые зоны, контролируемые глубинными разломами, характеризуются полным или почти полным отсутствием границ обмена по всей мощности земной коры. В последнем случае внутри офиолитовой зоны отбиваются невыдержанные, весьма локальные границы раздела, характерные для «гранитного» или «базальтового» слоев. Подобная гетерогенная картина, на наш взгляд, обусловлена пестрым внутренним строением зоны. Она в одном случае связана с активным перемещением отдельных блоков ультрабазитов внутри зоны, чем нарушалось послойное распределение отдельных горизонтов, в другом—наличием очагов-камер (астеноиды?), генерирующих магматический расплав для излияний толентовых базальтов и других вулканитов; в третьем—с участками нацело серпентинизированных ультрабазитов, которые по экспериментальным данным, в условиях высоких давлений, по проходимости сейсмических волн аналогичны образованиям «гранитного» слоя [1]. Этими же сейсмическими исследованиями доказывается вертикальный характер границ, отделяющих офиолитовые пояса от соседних нормально-построенных участков коры, что является убедительным аргументом против возможности субдукции вдоль офиолитовых зон.

Магматические образования и, в частности, породы эффузивной фации внутри Севанского офиолитового пояса наиболее полно представлены в его юго-восточной части—на северо-восточном побережье оз. Севан, в верховьях рр. Тертер и Акера. В его северо-западной части (Степанаванский, Спитакский р-ны) последовательность их образования по причине активной тектонической переработки зоны трудно поддается определению.

За подстилающие образования вулканогенной толщи предположительно принимаются филлитоподобные породы с участием несколько метаморфизованных расслапцованных вулканитов, выступающих в районе верховьев р. Джанахмед, в узле истоков рек Дариндараси, Конгур и Соютлучай. Упомянутые участки являются гипсометрически наиболее высоко приподнятыми частями рельефа, где верхняя половина разреза вулканогенной толщи интенсивно эродирована. Эти участки

разреза представляют определенный интерес, с одной стороны тем, что в них часто встречаются отдельные, разрозненные выходы метаморфических сланцев (глыбы?), а с другой—наблюдается их довольно тесная ассоциация с ультрабазами.

Наиболее полная мощность вулканогенной толщи (свыше одного км) установлена на северо-восточном побережье оз. Севан, где структурная скважина на глубине 400 м ниже зеркала озера еще не достигла горизонта подстилающих пород.

Поля развития вулканогенных пород по простиранию образуют цепь, отдельные звенья которой, приуроченные к антиклинальным поднятиям, имеют линзообразную форму (по мере уменьшения мощности в районе стыковок или перерывов) и, вероятно, трассируя линейно расположенные центры извержений. Нижняя половина вулканогенной толщи сложена из чередующихся потоков диабазов с большой вариацией мощности, что в основном обусловлено интенсивностью извержения, объемом эксплозивного материала и характера лавы. В этой части вулканогенно-обломочные породы не имеют повсеместного развития и в основном представлены шлаково-гналлокластитовой подушкой, обычно подстилающей потоки лав. Формирование вулканитов протекало в глубоководном морском бассейне, о чем свидетельствуют довольно частые прослои радиоляритов в сочетании с вулканогенно-кремнистыми образованиями, преобладающими в верхней части разреза. Лавовые потоки, в особенности в подошве и фронтальной части, имеют подушечное строение.

В верхнем горизонте вулканогенной толщи участие обломочных пород увеличивается и разрез толщи завершается лавами и вулканокластитами кислого состава, поля развития которых имеют весьма ограниченное распространение вследствие их последующего глубокого размыва. Продукты последних в большом количестве участвуют в составе конгломератов и других обломочных пород основания верхнесенонских отложений. Корни излияний кислых вулканитов плагиодацит-плагиолипаритового, плагиолипаритового состава имеют локальное развитие и контролируются узлами пересечений тектонических нарушений. Описанной вулканогенной толще подчинены субвулканические интрузивы плагиогранитов и габбро.

Изучение литологии конгломератов-песчаных слоев нижних горизонтов верхнего сенона дало интересные результаты. Выяснено, что гальки конгломератов состоят из более или менее окатанных обломков плагиолипаритов, плагиогранитов, диабазов, спилитов и яшм. Вверх по разрезу количество обломков кислых пород постепенно уменьшается, а количество галек габбрового состава увеличивается. Далее конгломераты сменяются граувакками, состоящими из обломков диабазов, осколков кристаллов плагиоклаза и кварца, сцементированных глинисто-хлоритовой массой.

По химическому составу и петрохимическим особенностям породы нижнего горизонта вулканогенной толщи (см. табл. 1) принадлежат

## Химические анализы и петрохимические параметры эффузивных пород Севанского офиолитового пояса

## Содержание в весовых процентах

	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$FeO$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$P_2O_5$	$-H_2O$	п.п.п.	Сумма
1	49,60	2,70	14,15	4,60	7,56	0,40	5,90	8,40	3,10	0,20	0,11	0,40	3,00	100,12
2	49,00	2,43	14,30	5,05	6,44	0,38	6,67	7,84	4,30	0,05	0,07	0,30	3,30	100,13
3	55,33	1,20	17,31	4,46	5,60	0,1	5,40	3,16	5,30	0,05	0,13	0,56	2,03	100,64
4	54,33	0,55	15,83	4,81	6,04	0,16	5,76	4,69	4,63	0,38	—	0,27	3,08	100,52
5	67,40	0,54	13,60	2,18	2,84	0,04	1,30	3,15	4,90	0,06	0,23	0,43	2,61	99,28
6	76,00	0,63	11,53	0,50	2,80	0,07	1,48	2,01	4,50	0,09	0,11	0,05	0,80	100,57
7	50,5	1,8	13,7	3,8	9,2	0,3	5,2	9,7	2,8	1,1	0,3	—	—	—
8	49,61	1,43	16,01	—	11,49*	0,18	7,84	11,32	2,76	0,22	0,14	—	—	—
9	52,94	2,54	12,81	3,76	9,29	0,21	3,65	6,22	5,25	0,18	0,36	—	—	—

\* Общее содержание железа, пересчитанное на  $FeO$ .

## Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

	$a$	$c$	$b$	$s$	$f'$	$m'$	$c'$	$a'$	$n$	$\varphi$	$t$	$a/c$	$Q$
1	7,3	6,0	26,5	60,3	44,7	38,6	16,7	—	96,2	15,3	3,9	1,2	-0,2
2	9,7	4,8	27,2	58,3	40,4	42,1	17,5	—	68,6	16,2	3,5	2,0	-7,6
3	11,7	3,8	21,7	62,3	41,8	41,5	—	16,7	98,8	17,3	1,6	2,1	-1,2
4	10,9	5,3	20,5	63,3	49,3	48,0	2,7	—	94,9	20,3	0,8	2,0	-0,5
5	11,1	3,7	7,1	78,1	65,7	31,4	2,9	—	98,7	27,4	0,5	3,0	30,3
6	9,6	2,3	5,7	82,4	51,6	41,7	—	6,7	98,6	6,7	0,6	4,2	43,3
7	7,8	5,3	27,7	79,2	44,4	31,9	23,7	—	78,9	11,8	2,7	1,5	-2,5
9	11,7	2,7	23,3	62,3	52,6	26,3	21,1	—	97,6	14,0	3,4	4,3	-1,5

Опись анализов (анализы 1—6 выполнены на образцах из коллекции автора): 1. Диабаз (обр. 1742). 2. Диабаз (обр. 2545). 3. Спилит (обр. 1748<sup>a</sup>). 4. Спилит (обр. 1748<sup>c</sup>). Плагиолипарито-дацит (обр. 2505<sup>b</sup>). 6. Плагиолипарит (обр. 2512<sup>a</sup>). 7. Среднее из 8 анализов толеитов пр. св. Гебрил [15]. 8. Среднее из 94 анализов базальтов океанического дна [8]. 9. Подушечный спилит обрыва Грейт-Айленд [3].

толентовому ряду и представлены низкокальцевыми толентами с подчиненным участием плагиолипарито-дацитов, плагиолипаритов, однако они, в отличие от своих современных океанических аналогов, характеризуются сравнительно высокой натриево-щелочностью, а в единичных случаях — также и глиноземистостью, проявляя таким образом некоторые характерные черты пород известково-щелочной серии. Некоторые исследователи на основании подобных отклонений относят офиолитовые серии пород современных континентов (о. Гроодос и др.) к островодужному ряду [18]; аналогичные попытки сделаны также относительно пород Севанского пояса [12].

Некоторые черты принадлежности вулканитов рассмотренного пояса известково-щелочной серии мы видим в широком проявлении в них явлений натриевого метасоматоза, характерного для раннегеосинклинального развития континентальной коры (подобные породы довольно часты и среди обломков, приподнятых из зон современных срединноокеанических хребтов при драгировании) и повышающего их щелочность, а участие в комплексе пород этой серии кислых разновидностей (плагиолипариты, плагиограниты) напоминает строение Исландских островов, принадлежность которых срединноатлантической рифтовой структуре является общепризнанной.

Наличие в серии вулканитов пород кислого состава и в единичных случаях толентов с повышенной глиноземистостью, не характерных для пород современных океанических рифтов, находит свое объяснение в заметном участии в геологическом строении пояса метаморфических сланцев, определенная часть которых, несомненно, в процессе магмообразования была мобилизована в исходный расплав, генерирующий всю серию пород.

Значительное участие глыб и блоков метаморфических сланцев в строении Севанского офиолитового пояса свидетельствует о том, что здесь имело место дробление континентальной коры, сопровождавшееся интенсивными излияниями лав толентового ряда и внедрением габбро и ультрабазитов. По этим особенностям пояс напоминает в известной мере начальную стадию океанического рифтообразования, не получившего дальнейшего развития. Поэтому мы считаем, что здесь, вероятно, образовалась квазиеокеаническая кора, которая по особенностям строения напоминает современное Красное море [4].

Аргументом против островодужного характера Севанского пояса является отсутствие глубоководного желоба, ограничивающего дугу со стороны открытого океана и не проявленного в современном геологическом строении региона, а также одинаковая мощность (45—50 км) и строение коры по обе стороны пояса.

Высокий тепловой градиент, имевший место в период рифтообразования и формирования пород офиолитовой серии и интенсивный принос веществ из мантии, а также последующее погружение пород всей формации, очевидно, должны были способствовать широкому развитию метасоматических явлений — альбитизации, амфиболизации пород вул-

каногенного комплекса и ранней серпентинизации ультрабазитов. Упомянутые изменения пород вулканогенной толщи (диабазы, спилиты, плагиолипарито-дациты, плагиолипариты, субвулканические плагиограниты и габбро) являются хорошим диагностическим признаком для отделения пород собственно вулканического периода от последующего интрузивного.

В офиолитовой серии пород, с довольно четким временным отрывом (этап раннего метасоматоза) формировались интрузивные массивы габбро с широкой вариацией минерального состава (троктолиты, нориты, габбро-нориты, нормальные и лейкократовые габбро, анортозиты), ультрабазитов (гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, реже дуниты).

Если вопрос интрузивной природы габбро не вызывает сомнения и имеются явные признаки горячих контактов, то относительно ультрабазитов этого говорить нельзя. Во всех зафиксированных контактовых зонах ультрабазиты перемяты, рассланцованы, а в ряде случаев сами породы вмещающей среды (габбро) сильно раздроблены, катаклазированы. Отсутствие активных контактов ультрабазитов с вмещающими породами, а иногда «пересечение» ими образований моложе верхнего коньяка на местах тектонических клиньев приводит к заключению о широком развитии секущих тел типа «протрузий». Однако следует отметить, что иногда на контакте ультрабазитов с габбро или вулканитами развиты пироксениты, отмечающие пограничную контактовую зону. Трудно сказать являются ли эти пироксениты эндоконтактной фацей ультрабазитов или же зоны их залегания были просто структурно благоприятными для развития метасоматических явлений. Вышесказанное нуждается в детальном изучении и надо ожидать, что они в какой-то мере ответят на вопрос о возможном активном воздействии ультрабазитов на вмещающие породы.

Довольно четкий временной разрыв между формированием вулканогенных пород и собственно интрузивными породами свидетельствует о разобщенности очагов генерации магматических расплавов, давших породы «офиолитовой серии». Следовательно, еще раз поднимается вопрос о правомерности применения термина «офиолиты» в смысле генетически единого комплекса пород.

Средингу континентальной коры и формированию Севанского палеорифта, безусловно, сопутствовали поперечные смещения—трансформные разломы с присущим им локальным типом магматизма. Одним из таких трансформных нарушений является Кельбаджар-Вединский поперечный разлом, выявленный по геологическим признакам и подтвержденный геофизическими исследованиями [7]. Этот трансформирующий Севанский пояс разлом (южнее нос. Варденис) характеризуется проявлением оливиновых толеитов с повышенной калиевоностью состава и эксплозивностью (муджиериты?), резко отличающихся от толеитов собственно севаиского типа. В этом отношении этот участок Малого Кавказа напоминает зону трансформного разлома по линии островов Пасхи и Сала-и-Гомес, пересекающей Восточно-Тихоокеанское подня-

тие [10]. Вполне вероятно, что разломы, ограничивающие Иджеванский поперечный прогиб, также являются трансформными.

Кельбаджар-Вединский трансформный разлом, заложенный в спрединговый период (юра-мел), проявляет тектоническую и сейсмическую активность и по сей день — к нему линейно приурочены многочисленные эпицентры современных землетрясений.

Формирование пород офиолитовой серии сопровождалось проявлением рудной минерализации. Наиболее ранней в этом процессе является конседиментационное отложение марганцевых минералов в комплексе диабазов, вулканогенно-кремнистых осадков и радиоляритов [13]. Этот эксгальационно-осадочный тип марганцевой минерализации является региональным по всему Севанскому офиолитовому поясу, проявления которого в заметных концентрациях зарегистрированы на Базумском хребте, в бассейне р. Ахурян и в Сараландже. В последнем проявлении минералы марганца представлены браунитом, гаусманитом, пиролюзитом с примесью гематита.

Медная минерализация, связанная с ранним этапом магматизма офиолитового пояса, развита в эффузивных и субвулканических телах диабазов, а также в андезитовых и андезито-базальтовых порфиритах вулканогенно-осадочной толщи.

На участках проявления медной минерализации наблюдаются выходы плагиолипаритов, плагиогранитов и кварцевых диоритов. Общая структурная позиция площадей с медной минерализацией определяется их приуроченностью к ядрам крупных антиклинальных складок и узлам пересечений продольных и поперечных разломов. К этому этапу относится также медная минерализация, развитая в жилах, линзах и прожилках кварцевых эпидозитов, приуроченных к подвергнутым высоко-температурной пропилитизации габброндам.

Медное оруденение представлено прожилково-вкрапленным, штокверковым или вкрапленным типами. Главными рудными минералами являются халькопирит и пирит. Этот тип медной минерализации не имеет прямого отношения к довольно широко развитым в офиолитовом поясе зонам поздних гидротермальных метасоматитов. Золотое оруденение, развитое в других офиолитовых поясах мира, довольно интенсивно проявлено также и в Севанском поясе, однако оно здесь связано с более молодым кислым магматизмом.

Институт геологических наук  
АН Ариянской ССР

Поступила 12.VI.1979

Հ. Ա. ՎԱԶԱՐՅԱՆ

ՍԵՎԱՆԻ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ԿՈՏՈՒ ԶԵՎԱՎՈՐՄԱՆ  
ՀԱՐՅԻ ՇՈՒՐՋԸ

Ա մ փ ո փ ո լ մ

Սեւանի օֆիոլիտային գոտու ձևավորման առաջին հայացքից կարծեցյալ տարբեր հասակային տվյալները (վերին յուրա—վերին կավիճ) տարածու-

թյան մեջ ունեն միանգամայն օրինաչափ դասավորություն և բնորոշում են նրա պարզացման որոշակի փուլերը: Այդ ժամանակամիջոցում տվյալ գոտու տեղում ձևավորվել է ժամանակակից Կարմիր ծովի կառուցվածքը հիշեցնող բվազիսիկիանոսային տիպի կեղև:

Անանի գոտու հրաբխածին ապարների կալիումական տուրիտային տիպի կոմպլեքսը հիմնականում ժամանակակից սվկիանոսային ուֆտային գոտիների գոյացումների կրկնողությունն է: Նկատվող որոշ տարբերությունը տվյալ գոտու ապարների համեմատաբար բարձր նատրիումայնությունն է, որը պայմանավորված է նրանց հետագա ալբիտացումով և մագմառաջացման պրոցեսում տեղ գտած բարձր ալկալային և արգնահողային մետամորֆիկ գոյացումների յուրացմամբ: Ապարների ալբիտացումը հանդիսանում է որոշակի էտապ, որը հրաբխածին առաջացումների ձևավորումը սահմանադառնում է հետագա ինտրուզիվ գործունեությունից (տարբեր կազմության գաբրոյի և ուլտրահիմքային ինտրուզիաներ):

Անանի օֆիոլիտային գոտու և նրան պարփակող ապարների սահմանային մակերևույթների ուղղահայաց դիրքավորումը միանգամայն ժխտում է սուբդուկցիայի հնարավորությունը:

## ЛИТЕРАТУРА

1. Асланян А. Т., Арутюнян А. В., Воларович М. П., Левыкин А. И. Об одном возможном механизме становления гипербазитовых поясов и спрединговых структур литосферы. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIX, № 5, 1976.
2. Асланян А. Т., Сатиан М. А. К геологической характеристике офиолитовых поясов Закавказья. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4—5, 1977.
3. Батти М. Х. Петрогенезис Новозеландской спилитовой серии. В кн. «Проблемы палеовулканизма». Изд. ИЛ, 1963.
4. Бурек П. Влияние процессов раздвигания морского дна в Аденском заливе и Красном море на структуру Аравийского щита. «Мир», 1974.
5. Дитц Р. С. Эволюция океанов как следствие разрастания площади их дна. В кн. «Дрейф континентов. Континентальные движения Земной коры». «Мир», 1966.
6. Дитц Р. С. Эволюция континентов и океанических бассейнов как результат спрединга океанического дна. В кн. «Новая глобальная тектоника», «Мир», 1974.
7. Егоркина Г. В., Соколова И. А., Егорова Л. М. Глубинное строение ультрабазитовых поясов Армении. «Сов. геология», № 3, 1970.
8. Канн Дж. Р. Вариации содержания главных химических элементов в базальтах дна океана. В кн. «Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана». «Мир», 1973.
9. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. «Наука», 1975.
10. Кренделев Ф. П. Остров Пасхи (геология и проблемы). «Наука», 1976.
11. Кулон Д. Разрастание океанического дна и дрейф материков. «Наука», 1973.
12. Паланджян С. А., Сатиан М. А., Степанян Ж. О. К петрохимической характеристике вулканитов офиолитовых серий Малого Кавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXX, № 1, 1977.
13. Сатиан М. А., Яшвили Л. П. О проявлении марганцевых руд в породах кремнисто-вулканогенной формации Севанского хребта. ДАН Арм. ССР, т. LXII, № 2, 1976.
14. Соколов С. Д. Олистостромовые толщи и офиолитовые покровы Малого Кавказа. «Наука», 1977.

15. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. ИЛ, 1961.
16. Хизен Б. К. Ложе океанов. В кн. «Дрейф континентов. Горизонтальные движения Земной коры». «Мир», 1966.
17. Brinkmann R. Einige geologische Leitlinien von Anatolien. *Geologica of Palaeontologica*, 2, 1968.
18. Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of Ophiolites. *The Journal of Geology* v. 83, № 2, 1975.†