

Л. С. МЕЛИКЯН, С. А. ПАЛАНДЖЯН, З. О. ЧИБУХЧЯН, Ж. С. ВАРТАЗАРЯН

К ВОПРОСУ О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ И ВОЗРАСТЕ ОФИОЛИТОВОЙ СЕРИИ ШИРАКО-СЕВАНО-АКЕРИНСКОЙ ЗОНЫ МАЛОГО КАВКАЗА

Ультраосновные и основные интрузивные породы офиолитовой серии в пределах Малого Кавказа слагают два пояса: северо-восточный—Амасия—Севано-Акеринский и юго-западный—Вединский. Первый из них, благодаря своим масштабам, геологическому и металлогеническому значению, привлекает наибольшее внимание исследователей [23].

Офиолитовый пояс приурочен к Ширако-Севано-Акеринской синклинорной зоне; последняя рассматривается А. А. Габриеляном [8] как зона глубинного разлома, образовавшаяся на месте довольно крупного, но узкого и глубокого геосинклинального прогиба на стыке двух геотектонических комплексов. Как показано в трудах многих исследователей [29, 30, 5, 8, 37], рассматриваемая зона обладает весьма сложным геологическим строением, причем ряд вопросов стратиграфического и тектонического характера остаются спорными. В числе нерешенных вопросов особо следует выделить место офиолитового магматизма в ходе тектонического развития зоны, правильное определение которого имеет большое значение для восстановления истории развития магматизма Малого Кавказа.

Авторам представляется весьма своевременным рассмотрение во взаимосвязи вопросов объема, структурной позиции и времени формирования офиолитовой серии Амасия-Севано-Акеринского пояса. При обсуждении затронутых вопросов, кроме имеющихся в распоряжении авторов новых детальнейших данных по юго-восточной части Севанского хребта, являющейся одним из участков максимального развития ультраосновных и основных пород, использован также богатый литературный материал по всему поясу.

Вопросы, касающиеся особенностей тектонического строения района, истории его развития и геологического взаимоотношения интрузивов офиолитовой серии с вмещающими породами, в настоящей статье изложены по материалам Л. С. Меликяна; по материалам С. А. Паланджяна, кроме взаимоотношений пород, освещены также и данные по химизму коренных пород и галек. Данные абсолютного возраста магматических образований изложены по материалам З. О. Чибухяна и Ж. С. Вартазарян.

Краткий обзор представлений о возрасте ультраосновных и основных пород офиолитового пояса

Геологическое строение офиолитового пояса и возраст ультраосновных и основных пород с различной степенью детальности освещены многими исследователями. Общим для подавляющего большинства авторов является представление о согласном геологическом разрезе от начала альпийского геосинклинального этапа до среднего эоцена включительно, в конце которого происходит главная складчатость и замыкание геосинклинали. Однако, придерживаясь такой схемы геологического развития области, различные авторы высказывают противоречивые взгляды относительно возраста гипербазитов и габброидов, не обосновывая их геологическую позицию в ходе развития пояса.

Одни исследователи [29, 30, 31, 16, 1, 3, 35 и др.] придерживаются мнения об эоценовом возрасте всех ультраосновных и основных пород; другие [22, 32, 13, 19, 17, 18, 9] обосновывают представления о верхнемеловом возрасте гипербазитов, при этом отдельные авторы [22, 37] рассматривают габброиды как эоценовые (позднееоцен-олигоценые), параллелизуя их с выделяемыми рядом исследователей [32, 33, 34, 5, 27] заведомо эоценовыми телами основного и среднего состава. Т. Ш. Татевосян [32, 33, 34], доказывающий досенонский возраст не только гипербазитов, но и габбро, подчеркивает петрографические различия между досенонскими и верхнеэоценовыми габброидами. В. Л. Егоян, правильно определяя объем офиолитовой формации, также рассматривает габброиды совместно с гипербазитами как верхнемеловые.

П. Л. Епремян придерживается мнения о палеозойском возрасте пироксенитов, досенонском—габбро и постмаастрихтском—остабьных ультраосновных пород.

В регионально-геологических исследованиях вопрос о возрасте гипербазитов и габброидов также не находит однозначного решения. А. Т. Асланян [5] считает, что внедрение ультраосновной магмы произошло в три этапа—в туроне-коньяке, в верхнем сеноне и в эоцене. Близкие взгляды высказаны Л. А. Варданянцем [7].

А. А. Габриелян [8] вначале также разделял мнение об эоценовом возрасте ультраосновных и основных пород, однако в настоящее время придерживается взгляда о досенонском возрасте рассматриваемых образований [9].

В самое последнее время опубликованы работы, вновь подчеркивающие верхнеэоценовый возраст всех ультраосновных и основных интрузивных пород [30, 31, 3] или позднеэоцен-олигоценый возраст габбровых интрузивов пояса [37]. Поэтому мы считаем необходимым иложить собранные за последние годы новые факты, позволяющие более разносторонне рассмотреть вопросы возраста ультраосновных интрузивных пород. При этом мы будем исходить из широко известного представления об офиолитовой серии, как единстве определенных магматических формаций.

Основные черты геологического строения и этапы развития офиолитового пояса

В отличие от предыдущих исследователей пояса, авторы по-новому истолковывают его геологическое строение, выделяя нижеприводимые основные этапы развития в согласии с предложенными ранее структурными ярусами для территории СВ побережья озера Севан [25].

1. *Домезозойский (герцинский?) этап* констатируется присутствием в разрезе района комплекса метаморфических пород, сложенных кристаллическими сланцами и амфиболитами.

2. *Альпийский этап* характеризуется сложной историей развития, охватывая время от верхней юры до плисцена включительно. Авторы счи-

тают возможным выделить в альпийском этапе следующие главные подэтапы.

а. *Раннеальпийский подэтап* является наиболее важным в геологической истории пояса как начало альпийского геосинклинального цикла развития. Имеющиеся данные [5, 8, 37] позволяют считать началом раннеальпийского подэтапа верхнюю юру. Магматизм данного подэтапа характеризуется формированием офиолитовой серии, включающей в себя вулканогенно-осадочный комплекс и тесно ассоциирующие с ним комплексы гипербазитов и габброидов. Формирование офиолитовой серии было обусловлено интенсивным прогибанием области с заложением глубинных разломов, контролировавших магматизм.

Раннеальпийский подэтап развития области завершается к началу сенона формированием структурного яруса, сопровождающимся интенсивной складчатостью, в результате которой вулканогенно-осадочные породы совместно были собраны в систему сложных складок, выходящих на современном эрозионном срезе в виде моноклиальной структуры с азимутом падения $0-20^\circ$ при $\angle 60-65^\circ$. Породы рассматриваемого структурного яруса повсеместно с резким угловым несогласием перекрываются отложениями следующего, среднеальпийского подэтапа развития. Ввиду того, что возраст отложений раннеальпийского подэтапа в настоящее время не устанавливается с точностью, мы считаем возможным рассматривать их как досенонские (верхняя юра—турон?).

б. *Среднеальпийский подэтап* развития начинается накоплением терригенных образований нижнего сенона, сменяющихся трансгрессивным комплексом верхнего сенона (конгломератами, песчаниками, мергелистыми известняками и т. д.). Последние со стратиграфическим, а местами и небольшим угловым несогласием перекрываются палеогеновыми образованиями, среди которых наиболее развиты отложения среднего и верхнего эоцена, представленные как маломощными нормально-осадочными, так и мощными вулканогенными фациями. Территориально эоценовые прогибы синклиория, заполненные вулканогенными фациями, частично разобщены относительно участков развития офиолитовой серии.

В отличие от вулканизма раннеальпийского подэтапа, продукты которого являются составной частью офиолитовой серии пояса, этапы вулканизма в эоцене завершаются формированием габбро-диорит-гранодиоритовой и щелочно-базальтоидно-гранитоидной интрузивных формаций [24].

Среднеальпийский подэтап завершается интенсивной складчатостью с образованием линейно-вытянутых крупных складок близширотного простирания.

в. *Позднеальпийский подэтап*. В условиях установившегося континентально-лагуниного режима, на фоне преобладающих восходящих движений в миоплиоцене имеет место вулканическая деятельность, давшая начало широкому ряду эффузивных пород, местами сопровождающихся маломощными пропластками угленосных глин.

Таким образом, при рассмотрении основных этапов развития достаточно четко вырисовываются геологическая позиция и возрастное положение основных и ультраосновных пород, обоснование которых различными геологическими фактами приводится ниже.

Характеристика офиолитовой серии

Еще в начале века Г. Штейнманном [47] было сформулировано понятие об офиолитах как совокупности вулканогенных спилитовых пород, радиоляритов, интрузивных пород ультраосновного и основного состава, приуроченных к геосинклиналям. Объединение перечисленных магматических пород в офиолиты подразумевало их генетическое единство.

В дальнейшем, в процессе накопления нового фактического материала, магматические образования, объединяемые в офиолиты, были разделены на отдельные магматические формации. Однако термин «офиолит» применяется и в настоящее время многими исследователями [14, 42, 26 и др.]. Наиболее удачной следует признать формулировку В. Н. Довгаль, Ю. А. Кузнецова и Г. В. Полякова [12] об офиолитовой серии, представленной ассоциацией спилито-кератофировых, габброидных и гипербазитовых комплексов. Офиолитовые серии рассматриваются в настоящее время как характерный элемент эвгеосинклинальных подвижных поясов [21].

Понятие «офиолитовый пояс» употреблялось многими исследователями магматизма Амасия-Севано-Акеринской зоны, однако в термин обычно не вкладывалось то содержание, которое допускает его применение — единство офиолитовой серии (исключение составляет работа В. Л. Егояна [13]). Материалы авторов, касающиеся северо-восточного побережья оз. Севан, позволяют представить офиолитовую серию района, как совокупность следующих магматических комплексов:

1. Вулканогенно-осадочный комплекс сложен преобладающими вулканогенными образованиями, представленными андезитовыми, андезито-базальтовыми, диабазовыми афиритами и порфиритами с подчиненным развитием андезито-дацитовых и дацитовых разностей; среди них наблюдаются также типичные спилиты. В составе толщи развиты рифовые известняки, радиоляриты, яшмы и другие осадочные образования.

Характерной особенностью комплекса является значительное преобладание афиритовых разностей эффузивов, итерсертальные и пилотакситовые структуры, миндалекаменные текстуры. Указанные особенности приближают вулканогенные породы досенонской толщи к спилитовым сериям (А. Н. Заварицкий).

2. Гипербазитовый интрузивный однофазный комплекс сложен гарцбургитовыми массивами с подчиненным развитием дунитов, лерцолитов, верлитов и пироксенитов (энстатититов); породы комплекса интенсивно серпентинизированы.

3. Габброидный интрузивный комплекс является многофазным образованием, в строении которого участвуют различные габброидные по-

роды с подчиненным развитием ультраосновных, средних и кислых разновидностей (плагногранитов, кварцевых диоритов).

Приведенные данные позволяют прийти к выводу об определенной направленности в раннеальпийском этапе развития пояса: в течение интенсивного прогибания и заложения глубинного разлома происходят подводные излияния средних и основных лав, сменяющиеся внедрением гипербазитов и габброидов.

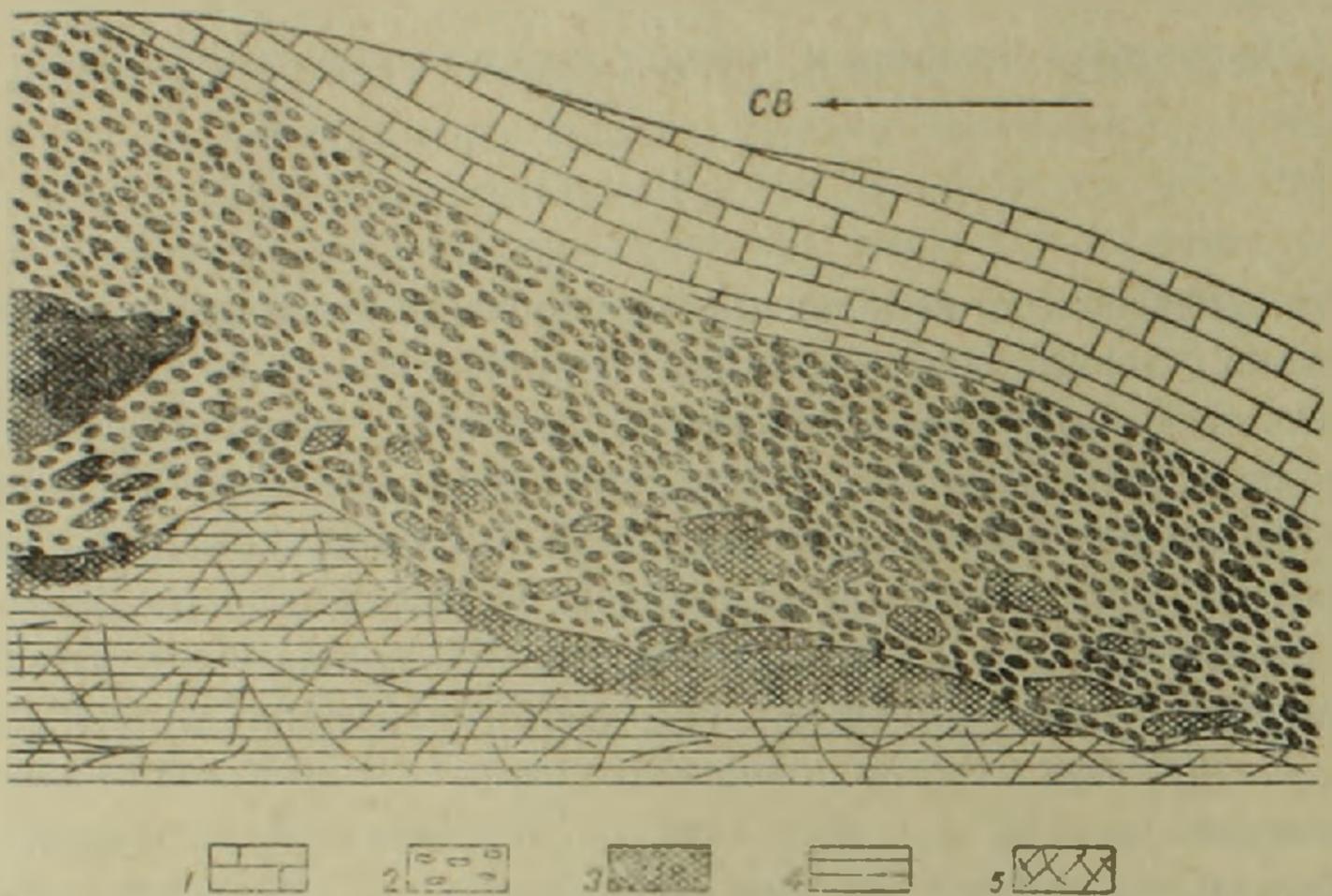
Структурная позиция и возраст пород офиолитовой серии

1

Крупные выходы гипербазитов по отношению к вмещающей досенонской моноклиальной толще обладают в подавляющем большинстве случаев согласным залеганием, образуя пластовые залежи или линзы, что хорошо устанавливается в бассейне левых притоков среднего течения р. Тигрангет в верховьях правого меридионального притока р. Сот, на левом берегу долины р. Конгур, в верховьях р. Асланджур (р. Гасан-су) и многих других участках. Наблюдения авторов показывают, что Караиман-Зодский гипербазитовый массив, вытянутый в плане в общем согласно простиранию пояса, в поперечном разрезе моноклинали также вырисовывается как согласно залегающее тело. Этот факт не соответствует представлениям сторонников эоценового возраста гипербазитов [29, 1], считающих, что первично-интрузивные формы массивов отвечали дайкам, лакколлитам, хонолитам и другим телам, подчиненным антиклинальным структурам средне-верхнеэоценовой складчатости. В то же время крупные тела габброидов, обнажающиеся в краевых частях Караиман-Зодского гипербазитового массива, а также пространственно тесно ассоциирующие с другими гипербазитовыми массивами пояса, характеризуются большей частью сложными очертаниями в плане и часто обладают секущими контактами относительно вмещающих вулканогенных пород и гипербазитов.

В связи с интенсивным размывом верхнесенонских и более молодых отложений, взаимоотношения с ними гипербазитов и габброидов наблюдаются только на некоторых отрезках краев интрузивных массивов. Местами контакты между ними тектонические; часто устанавливаются нормальные стратиграфические взаимоотношения. В последнем случае на габбро налегают базальные конгломераты верхнего сенона, переходящие вверх по разрезу в мергелистые известняки. Нормальные стратиграфические взаимоотношения наиболее отчетливо устанавливаются в тех случаях, когда базальные конгломераты непосредственно налегают на древнюю кору выветривания габбро. Это налегание наблюдается от левого борта верховьев р. Сот по южному и юго-западному флангам Зодского м-ния на протяжении больше 1 км. В левом борту верховьев левого притока р. Асланджур между поверхностью габбро и основанием базаль-

ного конгломерата наблюдается слой мощностью до 50 см (местами отсутствующий), представленный слабо окатанными обломками габбро и продуктами его выветривания, скрепленными известковым цементом выше лежащего конгломерата. Сам конгломерат не содержит обломков габбро и сложен продуктами регионального размыва, однако наличие в его основании описанного выше слоя не оставляет сомнения в том, что базальный конгломерат отлагался непосредственно на коре выветривания габбро (фиг. 1).



Фиг. 1. Зарисовка ЮВ стены расчистки в левом борту верховьев левого притока р. Асланджур (по Л. С. Меликяну). 1— кампан-маастрихтские известняки; 2— базальные конгломераты; 3— кора выветривания габбро и ее обломки в нижней части базального конгломерата; 4— габбро; 5— трещиноватость в габбро.

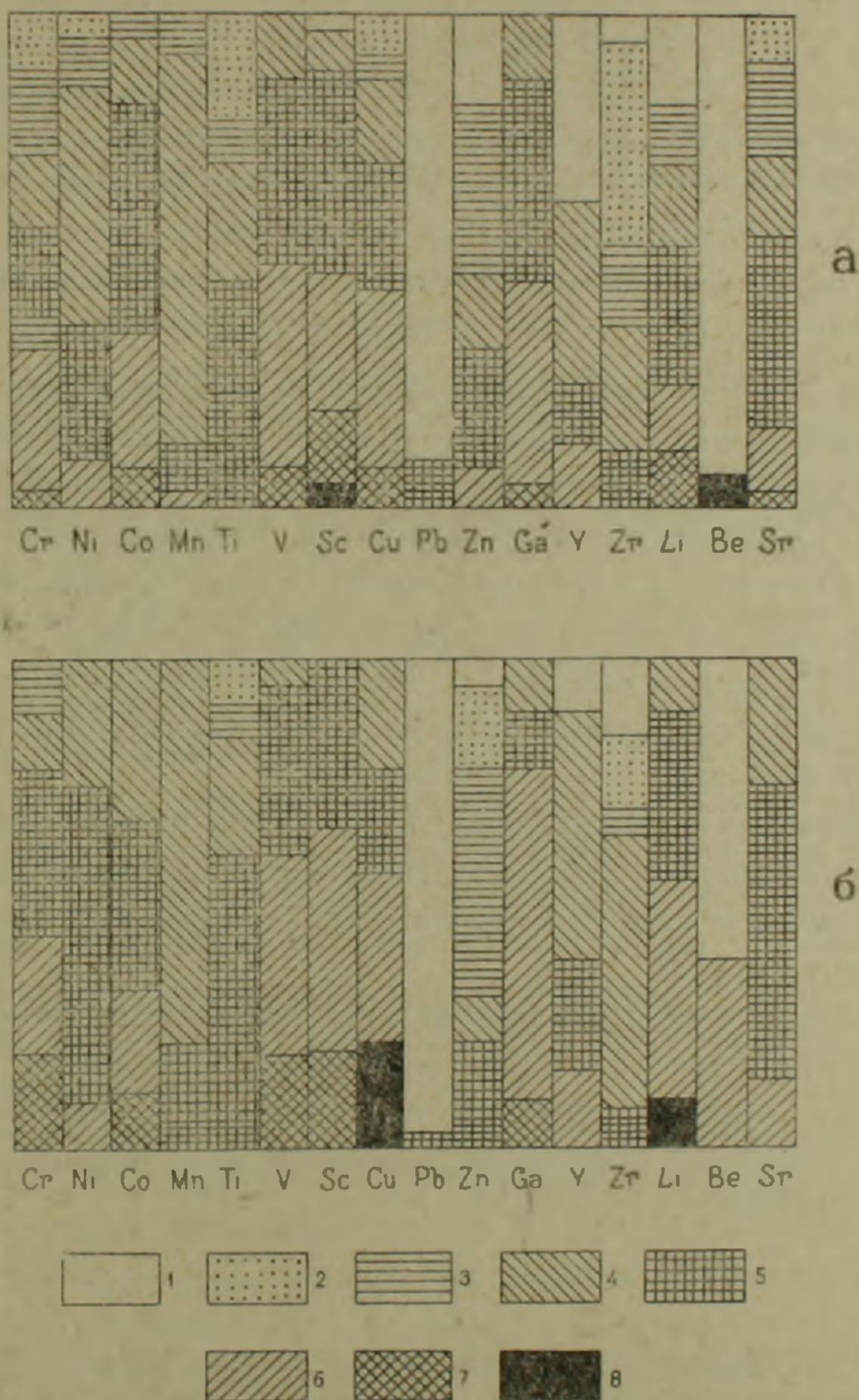
Аналогичная картина наблюдается и в других пунктах района, в частности, на юго-западных склонах горы Инакдаг, в 1,4 км к юго-востоку от с. Инакдаг, а также в 2,2 км к ССВ от с. Зод [28]. Авторы считают, что приведенные факты однозначно свидетельствуют в пользу доверхнесенонского возраста обнажающихся ныне массивов габбро.

2

В районе исследованных массивов и по всему поясу установлено широкое развитие в нижнесенонских конгломератах (в основании отложений среднеальпийского яруса) галечного материала, образовавшегося при размыве интрузивов гипербазитов и габброидов. Подобная картина наблюдается в верховьях р. Сот, к северу от с. Караиман, в ущелье р. Шишка и других пунктах. Аналогичные факты неоднократно отмечались в литературе. К. Н. Паффенгольц [29] считает, что змеевики, галька которых обнаружена им в конгломератах по рр. Калакент и Памбак, чужды этому району и могут оказаться аналогами верхнепалеозойских ультраосновных пород Северного Кавказа. Это мнение разделяется

С. Б. Абовяном [1]. Однако большинство исследователей [32, 5, 37 и др.] рассматривает гальки ультраосновных и основных пород нижнесенонских конгломератов как продукт размыва обнажающихся рядом интрузивов. Указанные авторы исходили из петрографической аналогии пород галек и коренных обнажений.

В распоряжении авторов настоящей статьи еще в 1962 г. имелись данные, подтверждающие геохимическое сходство рассматриваемых галек и коренных пород, которые в дальнейшем были дополнены; результаты сведены в диаграммы, построенные по методу Е. В. Негрей [20] (фиг. 2). При построении этих диаграмм использовано 130 приближенно-



Фиг. 2. Диаграмма состава, содержания и частоты нахождения элементов — примесей в породах габброидного интрузивного комплекса: а — мезо- и меланократовые габбро Кясаманского и Караиман-Зодского массивов. б — гальки мезо- и меланократовых габбро из нижнесенонских конгломератов юго-восточной части Севанского хребта. 1 — содержания элементов ниже чувствительности метода; 2 — ниже кларковых в 10 раз; 3 — в 5 раз; 4 — в 2 раза; 5 — кларковые; 6 — выше кларковых в 2 раза; 7 — в 5 раз; 8 — в 10 и более раз.

количественных спектральных анализов для габбро коренных выходов и 20 анализов для галек соответствующего состава (Кясаманский и Джанахмедский массивы). Диаграммы позволяют заключить, что состав, содержания и характер распределения большинства элементов в обоих исследованных объектах близки. Наблюдаемые расхождения, в частности, преобладание более высоких содержаний Си и Li в анализах галек, могут быть связаны с неизбежными случайностями при их опробовании.

Таблица 1

Химические анализы кварцевых диоритов

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	S	вл.	п.п.п.	Σ
83	63,30	0,29	16,78	2,72	2,40	0,05	2,53	4,59	0,93	4,76	0,21	не опр.	0,20	0,72	99,69
247а	52,29	0,25	17,05	2,18	3,44	0,11	5,45	5,41	1,00	4,30	не опр.	0,27	0,14	1,92	100,81

№ 83 — Кясаманский массив, по С. Б. Лбовяну [2].

№ 247а — галька из нижнесенонского конгломерата, ущелье р. Гейсу, близ Кясаманского массива.

В таблице 1 приведены химические анализы обломка кварцевого диорита из нижнесенонского конгломерата в ущелье р. Гейсу, а также кварцевого диорита из Кясаманского массива [2]. Анализы показывают, что обе породы проявляют большую близость химизма; различия, совершенно несущественные с петрографической точки зрения, выражаются в несколько меньшем содержании SiO₂ в породе гальки и несколько повышенном содержании в ней FeO и MgO, что обусловлено устанавливаемой при просмотре шлифа сравнительной обогащенностью породы гальки роговой обманкой.

Петрохимическая тождественность обломков гипербазитов из нижнесенонских конгломератов района Джил-Сатанахачского массива ультраосновным породам самого массива была показана А. Л. Книппером и Ю. Л. Костаняном [17].

Изложенный материал свидетельствует в пользу местного происхождения галек ультрабазитов, габбро и кварцевых диоритов, химической тождественности породам коренных выходов, что в совокупности с их геологической позицией также подтверждает досенонский возраст гипербазитов и габброидов.

3

Одной из характерных черт изученной территории и, по-видимому, всего пояса является значительное развитие разрывных нарушений [25], обусловленных ими тектонических клиньев, явлений диапиризма, сыгравших основную роль в осложнении геологического строения и возрастных взаимоотношений интрузивных пород. В более поздние этапы тектонических подвижек сформированные ранее «клинья» были перемещены в верхние структурные ярусы и только благодаря этому в настоящее время становится возможным их фиксирование.

Тектонические клинья представляют в одних случаях крупные блоки пород вулканогенного или метаморфического комплексов, включающих в себя также небольшие выходы гипербазитов, в других случаях — это фрагменты более крупных интрузивных тел с подчиненным участием вулканогенных пород рамы. Наличие таких блоков с амплитудой перемещения порядка 500—600 м хорошо фиксируется в левобережье верховьев р. Сот (фиг. 3), в пределах юго-западного крыла синклинали складки. Участвующие в блоке мелкие тела гипербазитов при менее внимательном рассмотрении могли оставить впечатление интрузирующих верхнесенонских отложений, поскольку все эти образования находятся на одном гипсометрическом уровне. Однако детальное картирование показало, что верхнесенонские отложения «прорываются» целым блоком более древних образований, включающих и гипербазиты.

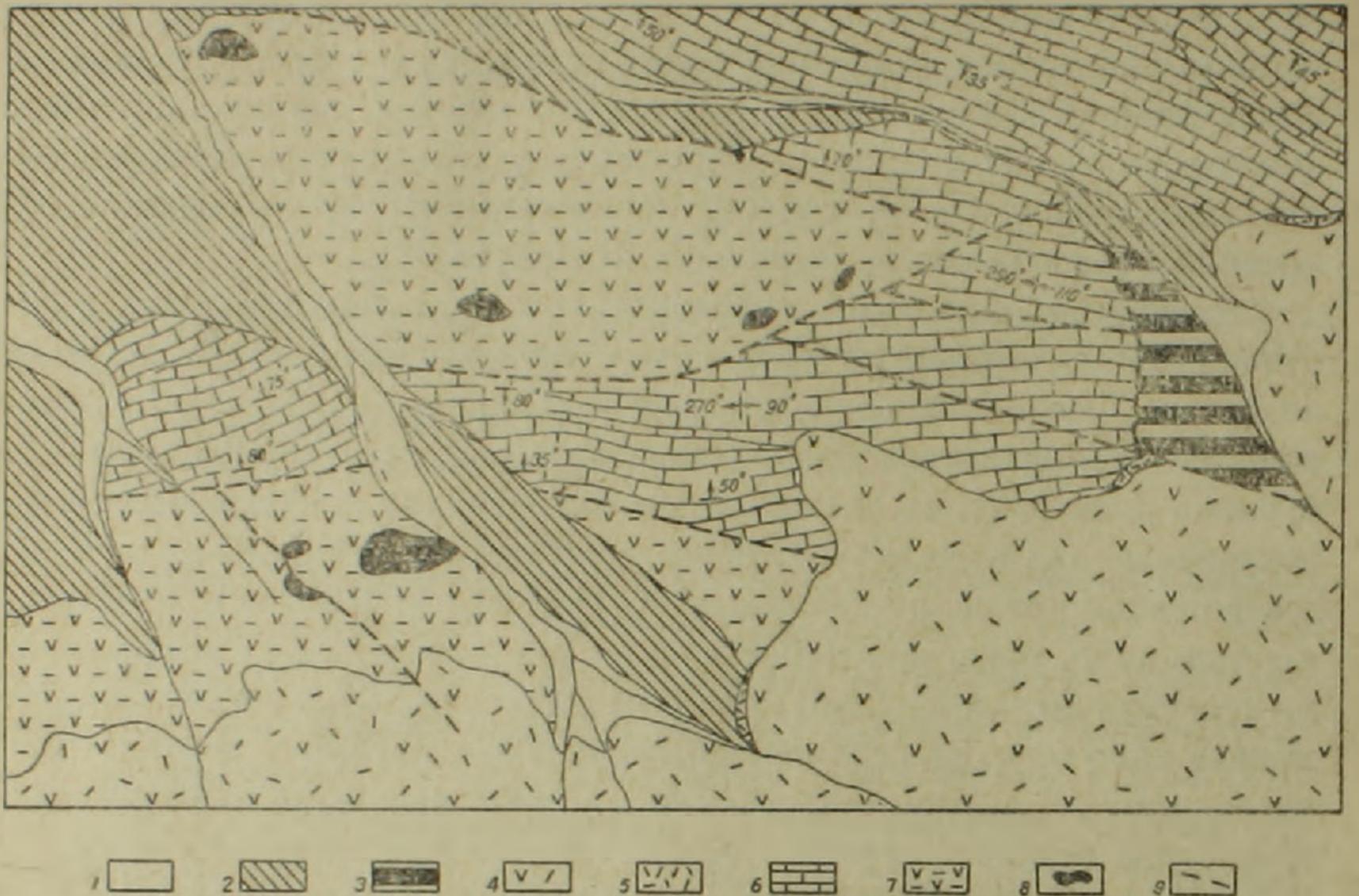
Для рассматриваемого вопроса наиболее важным является взаимоотношение тектонических «клиньев» с образованиями миоплиоценового возраста*. Особое значение это взаимоотношение приобретает в связи с тем, что сторонниками верхнеэоценового возраста гипербазитов и габброидов подчеркивается прорывание интрузивами среднего эоцена и перекрывание «олигоценом». Однако в верховьях левобережья р. Сот, на северо-западном склоне вершины Катар-кая закартирован треугольный в плане клин, представленный интенсивно перемятыми, брекчированными серпентинитами и вулканогенными породами досенонской толщи; указанный клин (фиг. 3), ограниченный широтными и север—северо-западными разломами, в западной своей части сечет вертикально поставленные известняки верхнего сенона, в южном и частично северо-восточном краях, пересекая брекчии основания плиоценовых вулканогенных пород, проникает в покров вышележащих эффузивов. Этот клин, судя по геологической ситуации на данном эрозионном срезе, является чуждым вмещающей его среде и появился здесь под воздействием выжавших его интенсивных тектонических усилий. По своей природе клин является результатом не только горстового поднятия, но обладает также некоторыми чертами, характерными для диапировых протыканий; в частности, можно отметить перерождение интрузивных и вулканогенных пород в глыбовобрекчиевую массу [44].

На наличие аналогичных тектонических клиньев, расположенных на полях развития верхнесенонских отложений, можно указать еще в ряде пунктов района. К северо-востоку от Джанахмедского перевала, в левом борту долины р. Бугдадаг наблюдается широтно вытянутый клиновидный выход серпентинитов (содержащих мелкие хромитовые тела), габбро и вулканогенных пород досенонской толщи, отграниченный от верхнесенонских отложений разломами; к южному краю клина приурочена зона лиственитизации серпентинитов. Обращает внимание интен-

* Речь идет о вулканогенной толще, относимой К. Н. Паффенгольцем и С. Б. Абовяном к олигоцену. Однако, по данным ряда авторов и Л. С. Меликяна, возраст толщи устанавливается как миоплиоценовый.

сивная раздробленность всех пород, слагающих клин, в особенности серпентинитов и хромитовых тел.

Разрывные нарушения не только обусловили образование отдельных тектонических клиньев; наиболее крупные разломы, развитые во внутренней части и по краям Караиман-Зодского массива, в связи с длительным характером своего развития и неоднократным омолаживанием послужили сместителями отдельных частей краев массива. В результате



Фиг. 3. Схематическая геологическая карта левобережья верховьев р. Сот (по Л. С. Меликяну). 1 — современные аллювиальные отложения; 2 — четвертичные надпойменные отложения; 3 — послемiocеновый диапировый клин с брекчиями, глыбами серпентинитов и досенонской вулканогенной толщи; 4 — миоценовая вулканогенная толща; 5 — туфобрекчии основания миоценовой вулканогенной толщи; 6 — кампан-маастрихтские известняки, мергели; 7 — досенонская вулканогенно-осадочная толща; 8 — досенонские интрузивы ультраосновных пород; 9 — дизъюнктивные нарушения.

целые участки гипербазитов и вулканогенных пород, обладающие вытянутой формой, приведены в тектоническое соприкосновение с верхнесенонскими и среднеэоценовыми отложениями. Это явление объясняет природу часто наблюдаемых сорванных контактов между интрузивными породами и более молодыми отложениями. Характерным примером является полоса от верховьев р. Асланджур на востоке, через ущелье р. Инакдаг к району селений Джанахмед и Караиман на западе, участками перекрываемая четвертичными наносами. Такая же полоса разломов проходит южнее, от среднего течения р. Сот к западу, до с. Инакдаг. По этой полосе в непосредственном соприкосновении с верхнесенонскими и среднеэоценовыми отложениями обнажаются мелкие выходы досенонских вулканогенных пород, гипербазитов и габбро; это обстоятельство было

использовано в качестве довода в пользу прорывания эоцена интрузивными породами [1].

В действительности в одном из пунктов указанной полосы, в 2 км к ССВ от с. Зод, детальным картированием установлено тектоническое вклинивание блока пород раннеальпийского структурного яруса, в составе которого участвуют и кристаллические сланцы, и спилиты, и пронизывающие их гарибургиты и габбро, в ядро антиклинальной складки, сложенной верхнесенонскими отложениями. В основании последних обнажены базальные конгломераты с галькой спилитов, габбро и метаморфических сланцев.

Длительность развития отмеченных разломов подтверждается также размещением в некоторых из них корневых и субвулканических тел миоценового вулканизма. Такой факт наблюдается на правом борту среднего течения р. Сот, где к разлому, отграничивающему крупный блок гипербазитов и досенонских вулканогенных пород от верхнесенонских известняков, приурочена цепочка выходов андезитов, которые до недавнего времени картировались как один из немногочисленных крупных выходов габбро, секущих верхнесенонские известняки на крыле антиклинали.

Приведенные факты показывают, что, если при определении верхней возрастной границы рассматриваемых интрузивов исходить из пересечения ими наиболее молодых отложений, как поступают сторонники верхнеэоценового их возраста, то ультраосновные породы должны быть определены как плиоценовые или еще более молодые. Однако несомненный тектонический характер контактов интрузивных пород с верхнесенонскими и более молодыми отложениями убедительно свидетельствует в пользу их более древнего возраста. Рассмотренные выше примеры хорошо увязываются с фактами диапиризма серпентинитов, описанными для Шоржинского, Жил-Сатанахачского, Кылычлинского массивов пояса [17, 18]. Расположение Шоржинского массива среди эоценовых вулканогенных образований до недавнего времени считалось неоспоримым доводом в пользу верхнеэоценового возраста гипербазитов и габброидов всего пояса. Однако, по данным А. Л. Книппера, Шоржинский массив является результатом типичного диапирового протыкания досенонскими ультрабазитами эоценовых отложений.

Впервые описанный авторами настоящей статьи факт тектонического вклинивания гипербазитов в миоценовые образования, по-видимому, не является единичным. К аналогичным фактам в пределах Армянского нагорья надо отнести указанное К. Н. Паффенгольцем [31] «прорывание» в районе гор. Кагызвана основными и ультраосновными породами гипсо-соленосной толщи, возраст которой А. А. Габриеляном и А. Т. Асланяном [8, 5] установлен как миоплиоценовый. Однако К. Н. Паффенгольд, считая доказанным верхнеэоценовый возраст гипербазитов и габбро Армении, использует их в качестве геохронологического репера для обоснования возраста гипсо-соленосной толщи: «В Армении возраст подобных основных и ультраосновных интрузий достоверно определен как верхнеэоце-

новый, поэтому Кульпинская гипсосоленосная толща никак не может быть моложе, чем верхний эоцен» [31, стр. 104].

В пользу интенсивности тектонических подвижек, обусловивших диапиризм и тектонические контакты гипербазитовых массивов, свидетельствует также развитие лиственитов именно по зонам тектонических нарушений, в большинстве случаев совпадающих с контактами массивов. Некоторым предыдущим исследователям наличие лиственитов в контактах гипербазитов послужило основным доводом для отнесения их к контактово-метаморфическим образованиям. Они использовали это наблюдение при обосновании эоценового возраста гипербазитов [1 и др.]. Однако имеющиеся в распоряжении авторов данные показывают, что листвениты не являются контактово-метаморфическими породами. Прежде всего следует подчеркнуть, что, при обилии лиственитов в исследованном районе, в них нигде не наблюдается характерных для контактовых образований форм развития в виде реакционных оторочек, окаймляющих гипербазитовые массивы или их отдельные отрезки. Все выходы лиственитов, закартированные авторами, повсеместно приурочены к тектоническим зонам, характеризующимся интенсивным брекчированием, милонитизацией и расслацеванием серпентинитов. В пределах этих зон листвениты образуют крутопадающие линейно-вытянутые линзообразные и жилообразные тела с четкими ограничениями. В своем распространении листвениты северо-восточного побережья оз. Севан пространственно приурочены главным образом к южным, юго-западным краям гипербазитовых массивов, размещаясь в описанных выше крупных зонах разломов. Такая картина наблюдается от Зодского перевала до бассейна среднего течения р. Инакдаг, где на расстоянии более 10 км расположены кулисообразные выходы лиственитов в зоне крупных разломов, в районе Джанахмедского перевала, между сс. Джанахмед и Караиман; далее к западу в той же геологической ситуации листвениты прослеживаются в Джил-Сатанахачском и Шоржинском массивах, что подтверждается и по материалам Г. С. Арутюняна.

При этом листвениты развиваются в тех участках разломов, где последние пересекают наиболее благоприятные для лиственитообразования породы — перидотиты и серпентиниты. Интенсивность лиственитизации находится в прямой зависимости от степени раздробления ультрабазитов; часто в тектонически слабо переработанных участках можно наблюдать незакономерно распределенные останцы неполностью замещенных материнских пород. В пользу приуроченности лиственитов к зонам долгоживущих тектонических нарушений свидетельствует то обстоятельство, что к поясам лиственитов приурочено более позднее гидротермальное оруденение золота, ртути, сурьмы и др.

Эти наблюдения полностью соответствуют установленным в настоящее время взглядам ряда исследователей о происхождении и геологической природе лиственитов. По данным Н. И. Бородаевского [6] и других авторов, изложенным в работах последних лет, листвениты разви-

ваются в тектонических нарушениях и генетически связаны с гидротермальной деятельностью гранитоидных очагов.

Таким образом, листвениты не являются контактово-метаморфическими образованиями и, следовательно, не могут служить критерием при определении возраста гипербазитов.

4

Одним из важных обстоятельств, свидетельствующих в пользу досенонского возраста гипербазитов и габброидов, является постоянная пространственная взаимосвязь между рассматриваемыми интрузивными породами и вулканогенными образованиями досенонской толщи. Эта взаимосвязь была отмечена уже некоторыми предыдущими исследователями [7, 22, 13, 5, 37, 15]; детальные наблюдения авторов настоящей статьи показали, что она выражена повсеместно, не только в крупных участках обнажения интрузивных и вулканогенных пород, но и во всех тектонических блоках, клиньях, диапировых выжимках. Согласно существующим геологическим картам, наблюдается непосредственная связь между перерывом выходов ультраосновных и основных пород на большом отрезке пояса от Шоржи до Амасийского района и отсутствием здесь выходов вулканогенных пород досенонской толщи. Картина резко меняется в Амасийском районе, где, с появлением крупных выходов пород досенонской толщи, фиксируются интрузивы гипербазитов и габбро. Можно считать, что аналогичная картина наблюдается на выходах ультраосновных и основных пород в Степанаванском районе, где, по данным В. Т. Аюбяна [4], обнажаются вулканогенные образования нижнего мела.

Другим выражением пространственной взаимосвязи между вулканогенными породами, гипербазитами и габбро является наблюдаемая по всему поясу закономерность их размещения в ядрах антиклинальных складок среднеальпийского структурного яруса. Этой закономерности подчинены как наиболее крупные массивы (Караиман-Зодский, Джил-Сатанахачский), так и очень мелкие выходы. По нашему мнению, это обстоятельство обусловлено горстовым поднятием блоков пород раннеальпийского структурного яруса в процессе позднеэоценовой складчатости, послуживших ядрами для антиклинальных складок отложений следующего структурного яруса.

Отчетливо выраженная пространственная взаимосвязь пород досенонской вулканогенно-осадочной толщи, гипербазитов и габброидов является, несомненно, отражением их возрастной близости и структурного единства всех этих образований в рамках офиолитовой серии.

5

Для более полного представления об объеме и возрасте офиолитовой серии Малого Кавказа авторы считают целесообразным привлечь данные некоторых основных работ последних лет относительно областей развития офиолитов Средиземноморского пояса, в частности, Ма-

Известия, XX, 1—2—3

лой Азии и Балкан. И на Малом Кавказе (как показано выше), и в Малой Азии [48, 42, 43, 45, 40] характерна следующая последовательность геологических комплексов: метаморфический комплекс (палеозойского возраста)—офиолитовая серия верхней юры—низов верхнего мела («средний мел»)—нормально-осадочные образования верхнего мела (с галькой гипербазитов и габброидов в конгломератах сенона) и вулканогенно-осадочные толщи палеогена. Как показали В. Л. Егоян и В. Е. Ханн [14], подобную последовательность комплексов можно считать характерной для большей части офиолитовых поясов мира.

Большинство исследователей [38, 42, 43 и др.] малоазнатской части пояса подчеркивают тесную взаимосвязь гипербазитов и габбро с вулканогенными толщами, в составе которых отмечаются спилиты, кератофиры, радиоляриты и другие характерные типы пород, и объединяют все эти образования в офиолитовые серии мезозойского возраста. Существует также мнение о палеозойском возрасте ультрасосновных пород [41]. Сторонники третьего мнения признают существование на Балканах и Малой Азии как мезозойских, так и палеозойских гипербазитов и офиолитов [39, 45]. Таким образом, большинство исследователей разделяет мнение о мезозойском возрасте преобладающей части гипербазитов и габброидов Малой Азии, подходя к решению вопроса с позиций формационного единства их с вмещающими вулканогенно-осадочными толщами начальных этапов развития геосинклинали. Существующие разногласия относительно возраста гипербазитов связываются исследователями Малой Азии и Балкан с повсеместно проявленными тектоническими контактами их с вмещающими толщами. Совершенно справедливо отмечает А. Хелке [40], что необходимо различать время магматического образования гипербазитов от времени их тектонического становления.

Согласно существующим в геологической литературе данным, продукты офиолитового магматизма в складчатых областях различного возраста составляют единую серию, приуроченную к ранним этапам геосинклинального развития, и слагают самостоятельный структурный ярус, отделяясь от следующих во времени геологических формаций четко выраженным угловым несогласием.

6

Большой материал для решения вопроса о возрасте офиолитовой серии может дать анализ эоценового этапа развития Ширако-Севано-Акеринской зоны. На основании некоторых новейших работ [9, 15, 10, 11, 24] распределение и развитие эоценового магматизма зоны в общих чертах вырисовывается следующим образом. В пределах Ширако-Севано-Акеринской зоны палеогеновые образования, обладающие мощностью до 4,5 км, не распространены повсеместно, а развиты в локальных прогибах и мулдах, заложенных в палеогене после региональной сенонской трансгрессии, охватившей Малый Кавказ и всю Малую Азию. Согласно Р. Т. Джрбашяну [11], палеогеновый вулканизм не является типичным эвгеосинклинальным и развивался в условиях длительного, но не глубо-

кого прогибания. Характерен андезитовый и андезито-дацитовый состав вулканогенных пород при подчиненном развитии базальтов и обилии субвулканических тел.

Многочисленные интрузивные тела, развитые в пределах палеогенового прогиба, представлены главным образом породами среднего, кислого, щелочного состава, при подчиненном развитии основных пород—габбро, габбро-диоритов. Эти интрузивные породы слагают среднеэценовую габбро-диорит-гранодиоритовую и верхнеэоцен-нижеолигоценую щелочно-базальтоидно-гранитоидную формации [24]. Исследования Т. Ш. Татевосяна, А. Т. Асланяна, Р. Т. Джрбашяна, Г. С. Арутюняна и других показали, что эценовые основные и средние интрузивные породы по петрографическим и петрохимическим особенностям отчетливо отличаются от габброидных пород офиолитовой серии.

Эти данные свидетельствуют о том, что палеогеновый магматизм Ширако-Севано-Акеринской зоны не включает в себя формирование офиолитовой серии, а ход его развития четко отличается от хода развития досенонского офиолитового магматизма.

Авторы настоящей статьи считают важной особенностью палеогенового вулканизма то обстоятельство, что он приурочен к прогибам, которые наложены на офиолитовый пояс и перекрывающие его сенонские отложения; в структурном отношении палеогеновые прогибы ориентированы под острым углом относительно простирания офиолитового пояса и на определенных интервалах перекрывают последний.

7

Наряду с приведенными выше геологическими фактами авторы располагают результатами определения абсолютного возраста плагиоклазов широкого ряда магматических образований северо-восточного побережья оз. Севан методом сравнительной дисперсии двупреломления [36], возможности которого подтверждают рядом исследователей [46 и др.].

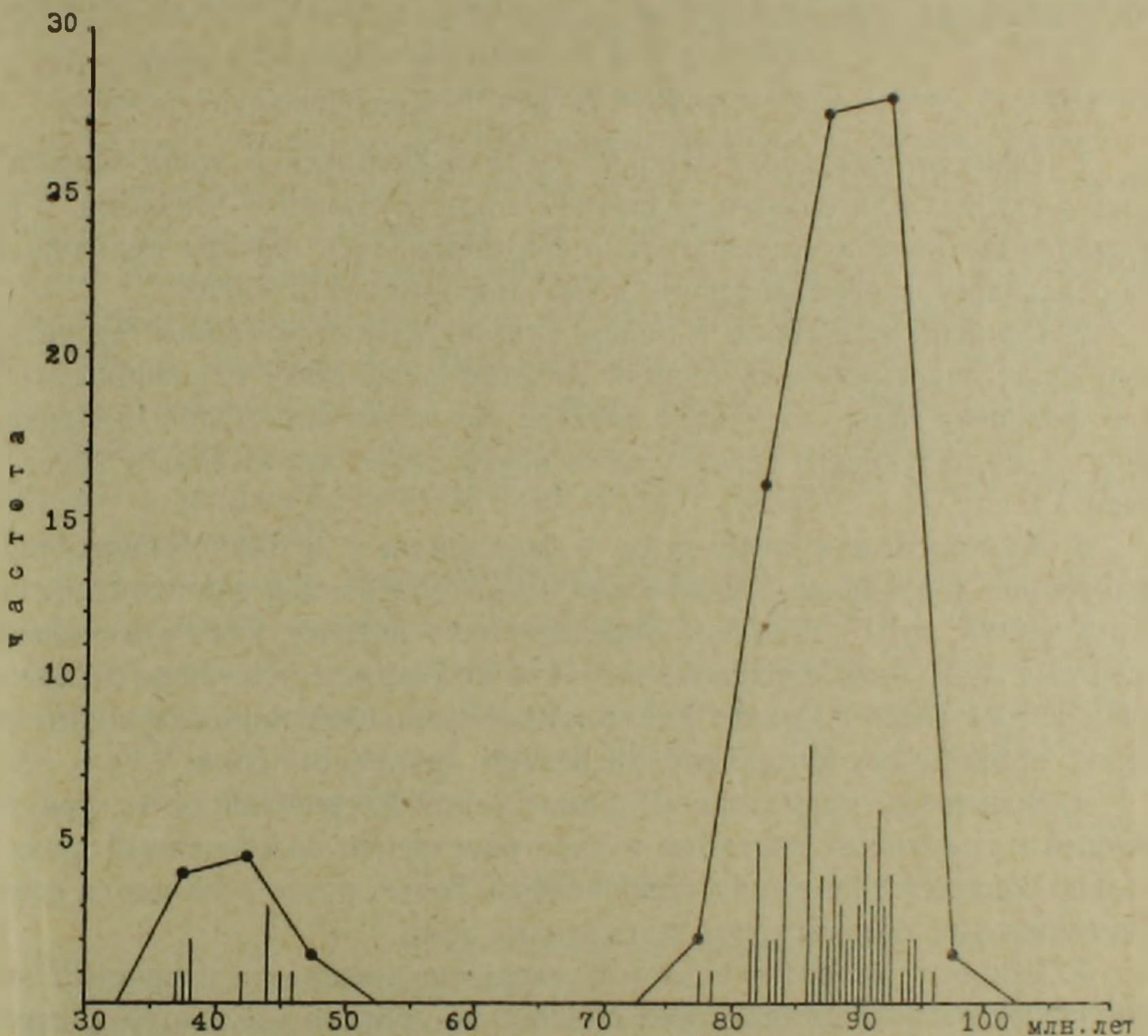
Исследованию были подвергнуты вулканогенные образования досенонской толщи, различные габброиды, в том числе кварцевые диориты и плагиограниты, а также интрузивные породы эценового возраста (габбро-диориты, диорит-порфириды). Результаты определений абсолютного возраста сведены в таблице 2.

Для пород досенонской вулканогенно-осадочной толщи произведено всего 10 определений вследствие плохой сохранности в них плагиоклаза. Три определения относятся к выходам вулканогенных пород в районе Сотского перевала, представляющим нижнюю обнаженную часть толщи, для которых получены величины 153—143 млн. лет. Остальные семь определений характеризуют разрез района с Караиман. При этом шесть цифр, относящихся к нижней обнаженной части разреза, укладываются в интервал 147—117 млн. лет. Для одного образца из стратиграфически наиболее верхней части разреза определен возраст плагиоклаза в 87 млн. лет. Полученные цифры характеризуют возраст толщи в целом как верхнеюрский-верхнемеловой и соответствуют представлениям авторов, вытекающим из геологических данных.

что лежит в пределах допустимой $\pm 10\%$ ошибки объемного калий-аргонового метода.

Согласно шкале абсолютного возраста 1964 г., указанные величины возраста соответствуют нижней половине верхнего мела.

Одним из наиболее важных результатов проведенного исследования можно считать определение возраста плагиоклаза галек габбро из нижнеэоценовских конгломератов, для которых определены цифры в 84—92 млн. лет. Эти величины показывают, что гальки габбро в обломочных породах основания средне-альпийского структурного этажа образовались при размыве обнажающихся в настоящее время массивов интрузивных пород.



Фиг. 4. Вариационная диаграмма распределения цифр абсолютного возраста интрузивных пород СВ побережья оз. Севан.

Был определен также возраст плагиоклаза из габбро-диоритов, прорывающих в районе с. Артаниш среднеэоценовую вулканогенную толщу, которые под названием «Западно-Артанишского габбрового массива» включаются С. Б. Абовяном [1] в состав интрузивов офиолитовой серии. Результаты определения—37—44 млн. лет—показывают, что габбро-диориты Западно-Артанишского массива и подобные им выходы не принадлежат к офиолитовой серии и внедрение их произошло в эоцене. Этот результат вполне согласуется с установленным рядом исследователей (Т. Ш. Татевосян, А. Т. Асланян, Р. Т. Джрбашян) эоценовым возрастом

габбро-диоритов Ширако-Севанской зоны. Возрастное и петрографическое отличие Артаншских габбро-диоритов от основных пород офиолитовой серии убедительно доказано Т. Ш. Татевосяном уже в 1950 г. [32, 34].

Метод был применен нами к определению возраста жильных пород среднего состава, развитых вблизи интрузивных массивов офиолитовой серии и четко прорывающих отложения верхнего сенона. Полученные результаты показывают абсолютный возраст плагиоглаза этих пород в 38—44 млн. лет, что также соответствует верхнему эоцену.

Таким образом, полученные результаты убедительно подтверждают правильность представлений авторов о возрастной последовательности магматических образований зоны.

В ы в о д ы

1. Офиолитовая серия Ширако-Севано-Акеринской зоны образовалась в связи с длительным развитием зоны глубинного разлома, в результате которого последовательно формировались породы вулканогенно-осадочного, гипербазитового и габброидного комплексов.

2. Офиолитовая серия в целом слагает самостоятельный структурный ярус, охватывающий ранний подэтап альпийского геосинклинального развития зоны—от начала верхней юры до начала сенона, и отграничена от последующего структурного яруса резко выраженным несогласием.

3. Взаимосвязь гипербазитов и габброидов с вулканогенно-осадочной толщей в пределах офиолитовой серии, слагающей раннеальпийский структурный ярус, позволяет определить их возраст как досенонский (верхняя юра—низы верхнего мела), что подтверждается также определением абсолютного возраста плагиоклаза различных пород офиолитовой серии методом сравнительной дисперсии двупреломления.

4. Эоценовый магматизм Ширако-Севано-Акеринской зоны, приуроченный к локальным прогибам и пространственно разобщенный относительно областей обнажения офиолитового пояса, резко отличается своим характером от офиолитового магматизма зоны.

5. Широкое развитие разломов различного возраста и простираний, омоложенных последующей складчатостью, привело к блоковому строению офиолитового пояса и тектоническому перемещению отдельных блоков гипербазитов, габброидов и пород вмещающей их рамы в образования верхних структурных ярусов.

6. При определении возраста гипербазитов и габброидов пояса необходимо учитывать их тектоническую перемещенность в сенонские, эоценовые и даже в миоценовые отложения, что создает впечатление о более молодом их возрасте и приводит к неверному истолкованию истории геологического развития зоны.

Լ. Ս. ՄԵԼԻՔՅԱՆ, Ս. Ս. ՓԱՂԱՆՋՅԱՆ, Չ. Հ. ՉԻՐՈՒՆՉՅԱՆ, Ժ. Ս. ՎՍԵՒԱԶԱՐՅԱՆ

ՓՈՔԲ ԿՈՎԿԱՍԻ ՇԻՐԱԿ-ՍԵՎԱՆ-ԱՔԵՐԱ ԶՈՆԱՅԻ ՕՖԻՈԼԻՏԱՅԻՆ ՍԵՐԻԱՅԻ
ԵՐԿՐԱՐԱՆԱԿԱՆ ԳԻՐՔԻ ԵՎ ՀԱՍՏԻՒ ՀԱՐՑԻ ՄԱՍԻՆ

Ա մ փ ո փ ու մ

Նշված զոնայի Ամասիա-Սևան-Արերայի օֆիոլիտային գոտու ուսումնասիրությամբ զբաղվել են բազմաթիվ երկրաբաններ, որոնք, սակայն, միասնական կարծիքի չեն հանգել գոտին բնորոշող ուլտրահիմքային և հիմքային ապարների հասակի վերաբերյալ, շնչյաժ բոլորն էլ ելել են մեկ ընդհանուր երկրաբանական ներդաշնակ կտրվածքից՝ սկսած ալպիական գեոսինկլինային էտապի սկզբից մինչև նրա փակվելը միջին էոցենում:

Հոդվածի հեղինակները քննարկվող հարցը լուծելիս ելնում են «Օֆիոլիտային սերիա» հասկացողությունից՝ որպես մագմատիկ որոշակի կոմպլեքսների միասնություն: Ի տարբերություն մյուս ուսումնասիրողների, նրանք օֆիոլիտային գոտու զարգացման պատմությունը բաժանում են իրարից անջատված տարբեր էտապների և ենթաէտապների, որոնցից վաղ ալպիականին՝ էվգեոսինկլինայի զարգացման վաղ ենթաէտապին են վերագրում օֆիոլիտային սերիայի առաջացումը: Պարզաբանելով տվյալ սերիայի կազմությունը, նրա երկրաբանական դիրքը և շարադրելով վերջին տարիներին իրենց հավաքած երկրաբանական բազմակողմանի այլ փաստերը, հեղինակներն ուլտրահիմքային և հիմքային ինտրուզիվների հասակը որոշում են որպես մինչսենոն [վերին յուրա-տուրոն]:

Հոդվածի կարևոր հետևություններից մեկն այն է, որ գոտու ուլտրահիմքային և հիմքային ապարների հասակը որոշելիս անհրաժեշտ է նկատի ունենալ նրանց տեկտոնապես տեղաշարժված լինելը վերին սենոնի, էոցենի և նույնիսկ միոցենի հասակի ապարների մեջ, որը ստեղծում է ինտրուզիաների հասակի կեղծ պատկերացում և բերում զոնայի երկրաբանական զարգացման պատմության սխալ մեկնաբանմանը:

ЛИТЕРАТУРА

1. Абовян С. Б. Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1961.
2. Абовян С. Б. О петрографическом составе Кясаманского массива. Изв. АН Арм. ССР, геол.-геогр. науки, № 2, 1963.
3. Абовян С. Б. Ультраосновные и основные породы офиолитовой формации. Геология Армянской ССР, т. III. Петрография, Интрузивные породы. Изд. АН Арм. ССР, 1966.
4. Акопян В. Т. К стратиграфии меловых отложений Базумского хребта. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., т. XV, № 1, 1962.
5. Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», 1958.
6. Бородаевский Н. И. Уральские листвениты, березиты и родственные им породы. «Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала», т. III. Свердловск, 1963.
7. Варданянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1 : 1000000. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. X, 1955.
8. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
9. Габриелян А. А., Татевосян Л. К. Схема геолого-геофизического районирования Ар-

- мянской ССР и смежных частей Антикавказа. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.
10. *Джрбашян Р. Т.* Петрохимические особенности и эволюция эоценового вулканизма Базумского хребта. Сб. «Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР». Изд. АН Арм. ССР, 1966.
 11. *Джрбашян Р. Т.* и др. Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении с типами развития геосинклинальных прогибов. Тр. ИГЕМ, 1967 (в печати).
 12. *Довгаль В. Н., Кузнецов Ю. А., Поляков Г. В.* О принципах выделения и расчленения природных ассоциаций изверженных горных пород. Геология и геофизика, № 10, 1964.
 13. *Егоян В. Л.* Верхнемеловой вулканизм и ультраосновные интрузии восточной части Малого Кавказа. Изв. АН Азерб. ССР, № 6, 1953.
 14. *Егоян В. Л., Хаин В. Е.* Роль и место ультраосновных интрузий в развитии земной коры. ДАН СССР, т. XCI, № 4, 1953.
 15. *Епремян П. Л.* Присеванская «шовная» антиклинальная зона. ДАН Арм. ССР, XII, № 4, 1965.
 16. *Кашкой М. А.* Основные и ультраосновные породы Азербайджана. Изд. АН Аз. ССР, 1947.
 17. *Книппер А. Л., Костанян Ю. Л.* Возраст гипербазитов северо-восточного побережья озера Севан. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1964.
 18. *Книппер А. Л.* Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Курдистанская зона Малого Кавказа). БМОИП, отд. геол., т. XI, № 2, 1963.
 19. *Когошвили Л. В. и Джавахишвили Ш. И.* Изверженные породы и их взаимоотношения в верховьях рр. Сейдляр и Урумбосара. Изв. АН Арм. ССР, сер. физ.-мат., естеств. и техн. наук, VIII, № 5, 1951.
 20. *Коптев-Дворников В. С.* и др. Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бетпакдала. Тр. ИГЕМ, вып. 54, 1962.
 21. *Кэй М.* Геосинклинали Северной Америки. Изд. иностр. литературы, 1955.
 22. *Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е.* Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация Малого Кавказа. ДАН СССР, 1949, т. XV, № 1.
 23. *Магакьян И. Г.* Структурно-металлогенические зоны Малого Кавказа. Сб. «Законом размещ. полезн. ископаемых», т. 3, Изд. АН СССР, 1960.
 24. *Меликсетян Б. М., Абовян С. Б., Казарян Г. А.* Интрузивные комплексы Армянской ССР и их положение в структурно-формационных зонах. Петрографическое совещание по Кавказу, Крыму и Карпатам. Тезисы докладов, Тбилиси, 1966.
 25. *Меликян Л. С.* К вопросу о тектоническом строении северо-восточного побережья оз. Севан. Изв. АН Арм. ССР, науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.
 26. *Михайлов Н. П.* Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 80, 1962.
 27. *Мкртчян К. А.* Некоторые особенности развития геосинклинального вулканизма на примере Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1962.
 28. *Паланджян С. А.* К геологии ультраосновных и основных интрузивных пород северо-восточного побережья озера Севан. Изв. АН Арм. ССР, геол.-геогр. н. № 1, 1965.
 29. *Паффенгольц К. Н.* Бассейн озера Гокча (Севан). Тр. ВГРО, вып. 219, 1934.
 30. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
 31. *Паффенгольц К. Н., Тер-Месропян Г. Т.* Геология и петрология массива Арагац (Армения). Сов. геология, № 9, 1965.
 32. *Татевосян Т. Ш.* К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2, 1950.
 33. *Татевосян Т. Ш.* Интрузивная залежь габбро-диоритов Ширакского (Есаульского) хребта. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2, 1950.
 34. *Татевосян Т. Ш.* К петрографии основных и ультраосновных пород Красносельского района. Изв. АН Арм. ССР, том IX, № 6, 1951.

35. Саркисян О. А. О возрастном расчленении интрузивов Севано-Ширакского синклинория. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., т. 12, № 4, 1959.
36. Чибухчян З. О. Об определении абсолютного возраста плагиоклазов методом сравнительной дисперсии дубупреломления. ДАН Арм. ССР, т. 37, № 4, 1963.
37. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа в пределах Азербайджана. Изд. АН Азерб. ССР, 1966.
38. Arni P. Tektonische Grundzuge Ostanatoliens und benachbarter Gebiete. MTA Mecm., Ser. B., № 4, 1939. Реферат см. в Neues Jahrb. Miner., Geol. und Paläont., Referate, Teil III, Heft 2, 1940.
39. Borchert H. Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten. Neues Jahrb. Miner. Abh., 91, 1957.
40. Helke A. The metallogeny of the chromite deposits of the Guleman district, Turkey. Econ. Geology, v. 57, № 6, 1962.
41. Hiesleitner G. Serpentin- und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel und eines Teiles von Kleinasien. Jahrb. der Geol. Bundesanst., 1951/52.
42. Holzer H. F., Colin H. Beiträge zur Ophiolitfrage in Anatolien (Turkei). Jahrb. der Geol. Bundesanst., 100, Heft 2, 1957.
43. Kaaden van der G. On relationship between the composition of chromites and their tectonic—magmatic position in peridotite bodies in the SW of Turkey. Bull. of the min. res. and explor. Inst. of Turkey, № 52, 1959.
44. Milovanovic B. und Karamata S. Über den Diapirismus serpentinscher Masse. Report of the 21-st Session Intern. Geol. Congr., XVIII, Copenhagen, 1960.
45. Petrascheck W. E. Intrusiver und extrusiver Peridotitmagnetismus in alpinotypen Bereich. Geol. Rundschau, Band 48, 1959.
46. Piboule M., Vachette M. Correlation entre la valeur du coefficient de dispersion de la birefringence et l'age absolu de plagioclases d'origines diverses. Comptes Rendus de seances de l'Academie des sciences, t. 261, № 4, 1965.
47. Steinmann G. Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. C. R. de la XIV Session du Congr. Geol. Internat. II, 1927.
48. Tromp S. W. A. A tentative classification of the main structural units of the Anatolian orogenic belt. Journ. of Geology, vol. LV, № 4, 1947.