

ВУЛКАНИЗМ
И МЕТАЛЛОГЕНИЯ
АРМЯНСКОЙ ССР

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԽՈՐՀԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԿՈՄԻՏԵ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԽՈՐՀԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԿՈՄԻՏԵ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ ԽՈՐՀԱՊԵՏՈՒԹՅԱՆ ԿՈՄԻՏԵ



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԵՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԹԱՆԱԿԱՆ ԳԵՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ
ՀՐԱԲԵԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆՆԸ ԵՎ ՄԵՏԱԳԱԾՆՈՒԹՅՈՒՆՆԸ

ՀԱՄԱՄԻՈՒԹՅԱՆԱԿ ՄԵՆԵՐԱՎՈԳԻԱԿԱՆ ԸՆԿԵՐՈՒԹՅԱՆ
ՀԱՅԿԱԿԱՆ ԲԱԺԱՆՄՈՒՆՔԻ ՁԵԿՈՒՑԱԳՐԵՐ

ՊՐԱԿ 8

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

175

553.2/4553 06/10

ВУЛКАНИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ АРМЯНСКОЙ ССР

ЗАПИСКИ АРМЯНСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ ВСЕСОЮЗНОГО
МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА

ВЫПУСК 8

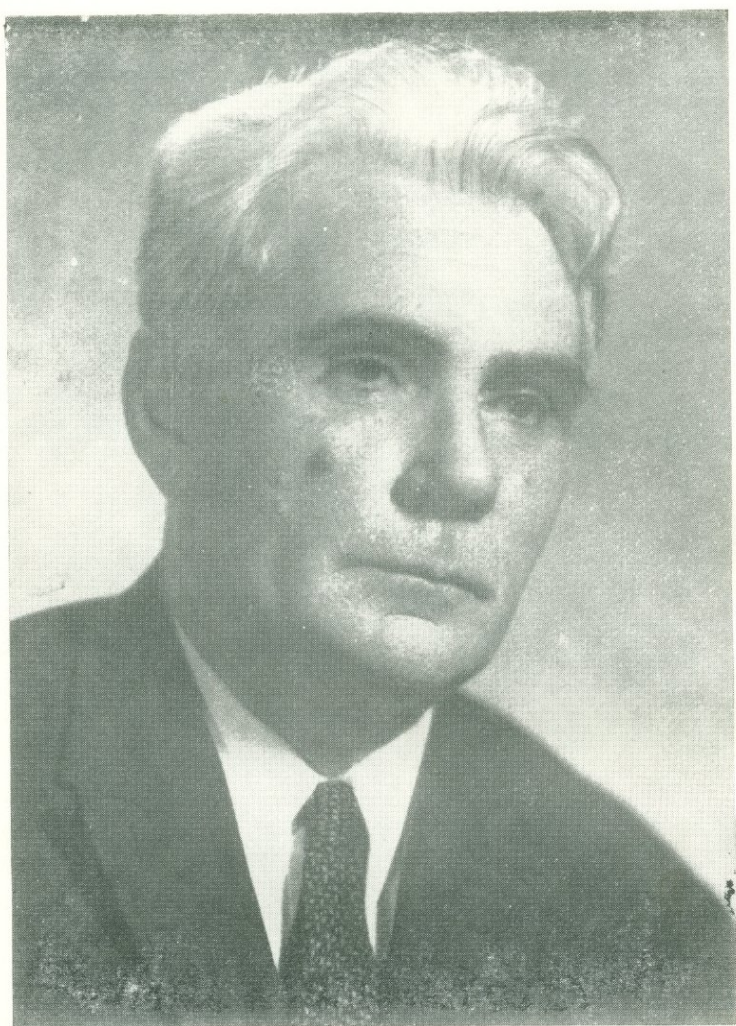
ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ
ЕРЕВАН



Редакционная коллегия

И. Г. МАГАКЬЯН (ответ. редактор)
Н. И. ДОЛУХАНОВА, Э. Г. МАЛХАСЯН (зам. отв. редактора),
Г. О. ПИДЖЯН, М. А. САТИАН, З. О. ЧИБУХЧЯН, К. Г. ШИРИНЯН

Посвящается светлой памяти
первого редактора Записок Армянского отделения
Всесоюзного минералогического общества
академика АН Арм. ССР
СЕРГЕЯ СЕДРАКОВИЧА
МКРТЧЯНА



С. С. МКРТЧЯН

Геологическая наука Армении понесла тяжелую утрату — 26 августа 1974 г. скоропостижно скончался член КПСС с 1944 года, академик АН Арм. ССР, доктор геолого-минералогических наук, профессор, заслуженный деятель науки и техники Армянской ССР, лауреат Государственной премии СССР, директор Института геологических наук АН Арм. ССР — Сергей Седракович Мкртчян.

До установления Советской власти в Армении не было своих национальных кадров геологов, а в настоящее время по числу геологов на единицу территории Армения занимает первое место в Союзе. Среди них одно из ведущих мест, бесспорно принадлежало Сергею Седраковичу Мкртчяну — автору свыше ста работ по самым различным вопросам геологии Армении.

С. С. Мкртчян родился в 1911 г. в г. Ашхабаде в семье служащего. В 1928 году, окончив среднюю школу, он поступил в Азербайджанский политехнический (позже переименованный в нефтяной) институт, который окончил в 1932 году со званием горного инженера по геолого-разведочной специальности.

Трудовую деятельность С. С. Мкртчян начал в 1930 году лаборантом нефтяного института в Баку. После окончания института он был направлен на работу в Советскую Армению, где проработал непрерывно с 1932 года, занимаясь исследованием геологического строения и месторождений полезных ископаемых республики.

В 1932–1942 годах он руководил геологоразведочными партиями и экспедициями, а в 1943–1947 годах работал главным инженером и заместителем начальника Армянского геологического управления Министерства геологии СССР.

В 1946 г. С. С. Мкртчян защитил в Московском геологоразведочном институте диссертацию на ученую степень кандидата геолого-минералогических наук и в 1947 году был переведен в Институт геологических наук АН Арм. ССР на должность заведующего сектором полезных ископаемых, а с 1950 года назначен директором института. В декабре 1953 г. в Ленинграде во ВСЕГЕИ С. С. Мкртчян блестяще защитил диссертацию на степень доктора геолого-минералогических наук и в 1954 г. был утвержден ВАК-ом в ученой степени доктора наук и в звании профессора. В 1956 г. он был избран академиком АН Армянской ССР. В 1961 г. на него были возложены обязанности академика-

секретаря АН Арм. ССР, а в марте 1963 г. он был избран на эту должность общим собранием Академии и вновь переизбран на эту же должность в марте 1966 г. В начале 1967 г. был избран вице-президентом Академии наук Армянской ССР, с 1971 года снова возглавляет Институт геологических наук.

Наряду с научной и организационной деятельностью С. С. Мкртчян с 1932 по 1935 гг. преподавал в геолого-разведочном и горном техникумах, с 1936 года – без перерыва читает курс исторической геологии в Ереванском государственном университете.

С. С. Мкртчян являлся ученым широкого геологического профиля; научными исследованиями за более чем сорокалетний период его плодотворной деятельности, им был охвачен широкий круг важных вопросов геологии.

Основой геологии является, как правило, геологическая съемка; в ней С. С. Мкртчян, благодаря хорошей теоретической подготовке, вдумчивому, всегда исключительно добросовестному отношению к труду и прекрасным способностям, показал себя превосходным исследователем, хорошо разбирающимся во всех сложных вопросах геологии. Он производил чисто съемочные, геологопоисковые и разведочные исследования в различных районах Армении, которые дали ему материал для широких обобщающих выводов и выявления закономерностей рудообразования. Поэтому С. С. Мкртчян стал ученым широкого диапазона с обширным научным кругозором; он известен своими трудами по стратиграфии, исторической геологии, гидрогеологии, инженерной геологии, металлогении и рудным месторождениям Арм. ССР, которые сыграли важную роль в понимании геологического развития Малого Кавказа и складчатых зон юга СССР.

Работы С. С. Мкртчяна охватывают, как указывалось, широкий круг вопросов и во всех основных областях геологии Армении ему принадлежат крупные и оригинальные исследования. Плодотворная научно-теоретическая деятельность С. С. Мкртчяна в области геологии республики выразилась в расшифровке ряда дискуссионных теоретических вопросов по стратиграфии и тектонике Армении, а в области практической – в организации правильного направления разведочных работ, в результате которых были открыты новые месторождения.

Лучшей характеристикой научных исследований С. С. Мкртчяна является открытие им в 1939 г. в Зангезуре – районе, уже считавшимся закартированным, нижнего и среднего палеозоя на месте верхнего мела.

Работая в Зангезуре, С. С. Мкртчян сразу обратил внимание на необычный характер метаморфизма некоторых толщ и их тектоническое положение, напомнившее ему полеозойские отложения более западных частей Армении и Нахичеванской АССР. Тщательные поиски фауны увенчались успехом и в результате своих работ он дает для указанного района новую, отличающуюся от старой, и фаунистически обоснованную схему стратиграфии и тектоники, являющуюся основой для выяснения его металлогении.

Эта научная база позволила С. С. Мкртчяну правильно подойти к оценке и разведке Каджаранского медно-молибденового месторождения, промышленные запасы которого явились минерально-сырьевой ба-



На совещании руководителей Академий наук закавказских республик в Тбилиси в 1970 г. Слева направо: президент АН Груз. ССР Н. И. Мусхелишвили, вице-президент АН Арм. ССР С. С. Мкртчян, президент АН Азерб. ССР Г. М. Абдуллаев.



Президент АН СССР М. В. Келдыш в Геологическом музее ИГН АН Арм. ССР. Объяснения дает акад. АН Арм. ССР С. С. Мкртчян, с правой стороны президент АН Арм. ССР, акад. В. А. Амбарцумян.



Участники Международного Симпозиума по истории геологических наук в Ереване в 1968 г. Слева направо: проф. Дж. Уайт, проф. А. Айле, проф. В. В. Тихомиров, академик В. А. Амбарцумян, акад. АН Арм. ССР С. С. Мкртчян, проф. В. ван-Леквик.



Акад. АН Арм. ССР С. С. Мкртчян во время беседы среди воинов Советской Армии.
Ленинакан, 1961 г.

зой Армянской ССР. Под его руководством была изучена структура рудного поля, им выделены обогащенные зоны, проведена разведка, установлен масштаб оруденения, утверждены запасы и передано в эксплуатацию это уникальное месторождение. За эту многогранную работу С. С.

Мкртчян вместе с коллективом геологов в 1950 г. был удостоен Государственной премии СССР.

Много нового внесли работы С. С. Мкртчяна для расшифровки сложной структуры Зангезурской рудоносной области; им впервые установлена решающая роль Гиратажского разлома в разграничении двух областей Зангезура — Западной (Мегри-Сисианской) и Восточной (Кафанской) и показаны отличия этих областей в отношении геологической истории развития, строения, магматизма и металлогении.

В своей крупной монографии, посвященной геологии и полезным ископаемым Зангезура, С. С. Мкртчян проявил себя как крупный ученый, широко эрудированный геолог, умело вскрывающий закономерности образования и распределения полезных ископаемых в связи со структурой, магматизмом и геологической историей развития области. Этот труд является настольным руководством для геологов, занимающихся рудными месторождениями Зангезура. Проведенные С. С. Мкртчяном сопоставления месторождений Зангезура другими мировыми месторождениями этого типа показывают его большую эрудицию в области рудных месторождений. В области петрографии им изучен крупный Мегринский интрузив и одновременно с Ю. А. Араповым открыты щелочные и нефелиновые сиениты.

Обширные, весьма плодотворные исследования проведены под руководством С. С. Мкртчяна в последние годы в Алавердском рудном районе.

Основная характеристика геологического мышления С. С. Мкртчяна выражается в умении обобщать научные геологические положения, свободные от произвольных выводов, нередко сопровождающих геологические исследования, и в стремлении опираться лишь на правильную интерпретацию фактических материалов. Эти качества особенно наглядно проявились при редактировании многотомника "Геология Армянской ССР", главным редактором которого является С. С. Мкртчян.

Научные труды С. С. Мкртчяна по изучению геологии Малого Кавказа представляют значительный интерес и пользуются особой известностью у геологов, занятых разработкой проблем геологии этой геологической провинции.

Проводившиеся под руководством и при личном участии С. С. Мкртчяна геологические исследования позволили обосновать и выявить наличие в недрах республики богатых природных ресурсов. Живая и непосредственная творческая связь С. С. Мкртчяна с производственными организациями привела к открытию месторождений полезных ископаемых, способствующему развитию народного хозяйства республики.

Велики заслуги С. С. Мкртчяна также и в подготовке национальных кадров. В прошлом, как указывалось, в Армении не было своих геологических кадров. В настоящее время в геологических организациях республики работают свыше тысячи специалистов с высшим образованием и большой коллектив научных работников. В их подготовке большая

роль принадлежит и С. С. Мкртчяну, который свою большую научно-исследовательскую работу успешно сочетал с плодотворной педагогической деятельностью в качестве профессора Ереванского государственного университета.

Наряду с этим он принимал активное участие в производственной работе местных геологоразведочных и горнопромышленных организаций, оказывая им необходимую научную помощь в виде соответствующих консультаций, экспертных заключений и др. Скромный, чуждый саморекламы, С. С. Мкртчян всегда охотно делился своими знаниями и наблюдениями как со старшими, так и с начинающими геологами. Одновременно он вел большую научно-организационную работу, являясь директором Института геологических наук Академии наук Армянской ССР.

Советское правительство высоко оценило заслуги С. С. Мкртчяна в области геологических исследований, выявления минерально-сырьевых ресурсов – базы развития народного хозяйства и в деле подготовки геологических кадров, наградив его орденами: Ленина, Трудового Красного Знамени, Красная Звезда, Знак почёта, рядом медалей, почетными грамотами Верховного Совета Армянской ССР, присуждением звания Заслуженного деятеля науки и техники Армянской ССР.

С. С. Мкртчян вел большую партийную и общественную работу, которая неоднократно отмечалась поощрениями Президиума АН Армянской ССР и других вышестоящих организаций.

С. С. Мкртчян многократно выезжал в научные командировки за границу, где принимал активное участие в работе важных международных научных мероприятий. В 1964 г. в Индии, в 1968 г. в Чехословакии, а в 1972 г. в Канаде участвовал в работах XXII, XXIII и XXIV сессий Международного геологического конгресса; в 1969 г. был участником IX Конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации в Венгрии, а в 1970 г. – Международного симпозиума по истории геологии во Фрейберге (ГДР).

Жизнь и деятельность С. С. Мкртчяна являются ярким примером честного служения народу, делу строительства коммунизма в нашей великой стране. Преждевременная неумолимая смерть вырвала его из наших рядов, но умер только тот, кто позабыт, сам он живой и близкий, навсегда остается с нами в этом институтском здании. Он всегда будет жить в памяти знавших его и работавших с ним и в своих научных трудах; он является примером самоотверженного и увлеченного служения геологической науке.

Трудно учесть все то воспитательное значение, какое имело для Института пребывание на посту директора такого человека, как Сергей Седракович Мкртчян.

Всегда благожелательный, отзывчивый, принципиальный, строгий, но справедливый, он был для всех сотрудников института непререкаемым авторитетом, а его беззаветная преданность науке и истине – яркий пример для всех, кто продолжит его дело на пользу нашей великой социалистической Родине.

К. Н. Паффенгольц

К. Н. Паффенгольц

К ГЕОЛОГИИ АРАРАТА

Я помню, как с моих вершин
Сходило по крутым ступеням,
На лоно девственных долин,
Семейство Ноя к новым сениям.

Я. П. Полонский (1841)

Арабат — библейская гора, известная человечеству всего мира, считалась до сего времени четвертичным вулканом. Однако детальные геологические исследования Малого Кавказа и Восточной Анатолии позволяют ныне уверенно опровергнуть это мнение^х.

Эффузивный вулканизм является неотъемлемой частью седиментационного цикла; за это время накапливаются той или иной мощности вулканогенно-осадочные толщи совместно дислоцированные во время очередной (относительно кратковременной) орогенической фазы. Следовательно, для определения возраста той или иной вулканогенной толщи следует искать ее фациальные связи с синхроничными осадочными образованиями, охарактеризованными фаунистически. Однако многие исследователи игнорировали эту связь, но детальные геологические съемки показали, что третичные отложения Малого Кавказа выражены в самых разнообразных фациях — морских, пресноводных, вулканогенных и других, связанных между собою смешанного типа ("переходными") фациями. Внутрiformационные конгломераты (и туфоконгломераты) последних принимались за базальные, почему разъединялись, таким образом, синхроничные образования. Вулканогенные образования, слагающие ныне обычно поднятия, считались более молодыми, чем синхроничные им осадки в депрессиях. Спрашивается, как могли сохраниться отложения в поднятии и отсутствовать им синхроничные в депрессии?! Куда и как они смыты?!

^х Вопрос возраста и генезиса горы Арабат является предметом дискуссий: К. Н. Паффенгольц ее относит к олигоцену, а другие исследователи к четвертичному периоду, считая ее вулканом. Ред.

Первостепенный интерес представляло выяснение фациальной изменчивости вулканогенных толщ, изменение состава продуктов вулканической деятельности во времени и, следовательно, особенностей развития и общей эволюции вулканического процесса в целом.

Каждый новый вулканический цикл отличается от предыдущего новыми чертами, и развитие вулканизма представляет собой длительный и необратимый процесс. Однако вулканический цикл, так же как и тектонический этап (которым он обусловлен), может быть завершенным или незавершенным. Полностью завершенный цикл характеризуется на конечных стадиях своего развития изменением кислых лав, химизм которых резко отличен от такового всех начальных (базальты) и промежуточных (андезиты и дациты) формаций цикла. На Кавказе яркими примерами таких полностью завершенных вулканических циклов являются циклы нижнеюрского, эоценового и олигоценового (майкопского) времени.

Распространение вулканогенных фаций приурочено к определенным тектоническим зонам. Территория Кавказа отличается сложностью геологического строения, многообразием геоморфологических форм и длительной историей формирования рельефа (с конца эоцена). В тектоническом отношении Кавказ представляет сложную систему разновозрастных складок в общем северо-западного (общекавказского) простирания, разбитых продольными и диагональными разрывами на вытянутые в указанном направлении глыбы (блоки), представляющие тектонические зоны разного порядка. Последние сложены разнообразными слоистыми осадками различного состава (фациального) и мощности; подлежат им обычно интенсивно дислоцированные участки жесткого древнего субстрата, представленного метаморфическими и кристаллическими породами. Эти участки субстрата (глыбы, блоки расколотой платформы) предопределили с начала их возникновения дальнейшую историю геологического развития области. Они (глыбы) то опускались, то поднимались вдоль ограничивающих их разломов, чем обусловлено различие в накапливающихся на них осадках. Эти движения проявляются с различной, естественно, интенсивностью, в течение всей геологической истории Кавказа, причем доказывается, что во всяком случае с палеозоя и по четвертичное время включительно происходят самостоятельные вертикальные движения с переменным знаком. Начиная с конца эоцена, в области Большого и Малого Кавказа происходят преимущественно поднятия, причем неравномерные. Погребенные разломы субстрата сказываются в строении мезо-кайнозойских структурных этажей — в виде разнонаправленных деформаций, как разрывных, так и складчатых. Последние могут, таким образом, считаться своего рода признаками разломов на дневной поверхности.

Указываемая, нередко, в литературе поперечная складчатость нами категорически отрицается. Складчатость есть процесс необратимый, почему раз возникшая линейная складка превратиться впоследствии в поперечную не может, она будет лишь осложняться при последующих орогенических фазах. Складки волнового типа на большие расстояния обычно не протягиваются; они кулисообразно смещаются. Некоторые исследователи соединяют элементы падений шарниров таких погружаю-

щихся складок, обосновывая этим наличие поперечных складок (синклиналей), что безграмотно.

Разломы могут быть выводными каналами для магматических расплавов на протяжении формирования отложений многих вулканогенных свит.

Тектонический процесс в известный нам отрезок геологического времени в крупном плане заключается в неравномерном опускании (и соответствующем относительном поднятии).

Преобладающая часть складок Кавказа являются линейными, вытянутыми в "кавказском" направлении (СЗ-ЮВ), что говорит о выдержанном ориентированном направлении давления (с СВ к ЮЗ). Соответственно и блоки первоначально расколотого субстрата палеозойской геосинклинали были вытянуты в том же направлении. В дальнейшем при сближении платформ(?) блоки раскалывались по диагональным (преимущественно) разломам на более мелкие глыбы, движение по которым с разной амплитудой и знаком, продолжалось до плиоцена включительно. Местами они оживляются и в настоящее время, о чем свидетельствуют сейсмические явления, к ним приуроченные.

В результате ряда орогенических фаз на Малом Кавказе отчетливо обособились 4 тектонические зоны общекавказского направления: Аджаро-Триалетская, Сомхето-Ганджинская, Армянская и Нахичеванская с общей тенденцией погружения в юго-восточном направлении. В поднятии на западе наблюдаются выходы массивов кембрия-докембрия, непосредственно под вулканогенным олигоценом; к востоку - юго-востоку постепенно выступают образования от девона до эоцена включительно, мощность которых увеличивается прогрессивно в том же направлении. На крайнем юго-востоке Малого Кавказа - Сомхето-Ганджинская и Армянская зоны, представляющие в целом сложный антиклинорий, испытывают постепенное погружение; последнее хорошо выявляется по переклиналному залеганию известняков нижнего и верхнего мела, слагающих ряд второстепенных складок, окаймляющих область погружения и осложненных обычно разломами различной амплитуды.

По Дж. Штеклину (1966) район Арарата находится в крайней северо-западной части зоны Центрального Ирана, сложенной докембрийским ("ассинтским") и палеозойско-триасовым чехлами.

В связи с вышеуказанным постепенным (прогрессивным) погружением "клавиш" в юго-восточном направлении (или поднятием на западе?) находится следующее интересное явление. Во всех зонах развиты вулканогенные фации эоцена, олигоцена и миоцена (последний на крайнем юго-востоке). Все они имеют синхронные морские аналоги, прогрессивно отступающие к юго-востоку. Поэтому наблюдается любопытное явление: в районе Еревана гипсо-соленосная толща верхнеэоценового возраста, в Нахичеванском районе - олигоценовая, а на территории Ирана - далее к юго-востоку - миоценовая. Видимо, всюду цикл осадконакопления проходил до естественного конца: начинались отложения терригенными осадками и заканчивались лагунными.

Гипсо-соленосные отложения Ирана имеют широкое развитие; там впервые был определен их миоценовый возраст и поэтому по "анalogии" этот возраст был распространен и на соленосные отложения Ма-

лого Кавказа, что создало путаницу в стратиграфии палеогена Армении.

В результате верхнеэоценовой (пиренейской) орогенической фазы происходит существенная перестройка тектонических структур эоценового времени. Эти движения имели в отдельных тектонических зонах разную интенсивность и носили различный характер. Наибольшие поднятия произошли в центральной части Большого Кавказа (Эльбрус - Кюген-кая) в центральной части Армянской тектонической зоны и западной части Сомхето-Ганджинской зоны, никогда морем больше не заливавшаяся. В соответствии с этим произошло смещение геосинклинальных прогибов к югу - в Приараксинскую зону и к северу - в Куринскую депрессию. В этих прогибах и происходило осадконакопление в олигоценовое (майкопское) время, причем по окраинам прогибов смыкались континентальные вулканогенные фации с морскими (лагунными). Интересно отметить, что в Нахичеванской мульде, в западной ее части, гипсо-соленосная толща является ингрессивной, облекая вершины Дагна.

Континентальная вулканогенная фация олигоцена имеет на Малом Кавказе громадное развитие, охватывая всю срединную часть его территории, переходя далее к западу в пределы Восточной Анатолии (Карс-Эрзерум-Бингель), т.е. занимает всю центральную часть Армянского нагорья (в прежнем географическом понятии). Лежат эти отложения резко трансгрессивно и с угловыми несогласиями на нивелированной поверхности различных пород от эоцена до кембрия - докембрия включительно, что говорит о протекшей региональной трансгрессии.

Видимая мощность вулканогенной толщи свыше 2,5 км; дислоцирована она слабо, образует широкие пологие складки общекавказского и близширотного направлений.

Вулканогенная фация олигоцена характеризуется эффузиями базальтов, андезито-базальтов и андезитов, сопровождающихся мощными пирокластическими накоплениями того же состава, а также кислыми излияниями (дациты, липариты, обсидианы). Основные и кислые породы эффузий связаны друг с другом рядом промежуточных (переходных) разновидностей, чем определяется наличие одного вулканического цикла указанного времени.

Преобладающими породами являются кайнотипные трахиандезиты и трахидациты, сопровождающиеся обильными пирокластическими образованиями того же состава.

Весьма характерной породой олигоценовой вулканогенной толщи центральных частей Армянского нагорья являются андезиты (трахиандезиты); они резко отличаются от всех других пород района, что позволяет отличить их уже в поле от подобных пород других возрастов. Эти андезиты имеют трахитоидный облик, цвет их обычно серый, но вследствие сильной разложенности они приобретают различные оттенки грязно-серого, коричневатого, красноватого, сиреневого и фиолетового оттенков. Обычно обладают резко выраженной порфировой структурой; величина вкрапленников полевых шпатов (андезин-лабрадоров) достигает 3-4 см. Соответственно темноватому компоненту андезиты разделяются на роговообманковые, биотито-роговообманковые и авгито-роговообманковые.

Следует отметить широко развитый в андезитах олигоцена процесс

опацизации; нигде в подобных породах других возрастов он не наблюдается. Интересно нахождение во многих пунктах среди андезитов шлиров типичных габбро, пироксенитов (авгитовых), а также включений диабаз с мелкозернистой или мелкоофитовой и зернистой структурой.

Вопрос о возрасте описываемой вулканогенной толщи решается следующими данными.

В южной и юго-восточной частях Армении и в Нахичеванском районе эта вулканогенная толща в низах фациально смыкается с песчаниково-глинистыми отложениями, охарактеризованными руководящей нуммулитовой (нижнеолигоценовой) и моллюсковой фауной, а также флорой (г. Дарры-даг). Далее к северо-востоку, на г. Дали-даг (3629 м) в верховье р. Тертер, в туфогенных породах верхов этой толщи встречаются нуммулиты среднего олигоцена; к югу от этой вершины толща прорывается гранодиоритами (нижнемиоценовыми).

В Аджаро-Триалетии низы вулканогенной толщи известны под названием гoderдзской свиты, охарактеризованной богатой флорой "ископаемого леса" (спорного возраста: олигоцен-миоцен). В районе Ахалциха гoderдзская свита фациально смыкается с лагунными образованиями (краевая фация майкопской серии), охарактеризованными фауной млекопитающих олигоценового возраста (район сел. Бенара). В районе к юго-востоку от Эрзерума вулканогенная толща располагается трансгрессивно на эоценовом флише и перекрывается морскими осадками нижнего сармата, чем бесспорно определяется ее олигоценовый возраст.

Переходим непосредственно к району Арарата. Массив Большого Арарата (5156 м) расположен на восточном конце широтного хребта Агри-даг (Армянского хребта других авторов), сложенного мощной вулканогенной толщей олигоцена, слагающего пологую антиклиналь и соответствующую синклиналь. Состав толщи подобен таковому г. Арагац.

Непосредственно к востоку, на перевале между Б. и М. Араратом, эта толща обрезается крупным диагональным (косым) разломом, на котором сидит М. Арарат (3914 м) — вулкан нижнечетвертичного времени, лавы которого (андезито-базальты) подпрудили в свое время долину Аракса, обусловив образование обширного озера, существовавшего вплоть до вюрмского времени включительно.

Ереванская (Араратская) котловина (абсолютная высота около 800 м) представляет синклинальный прогиб нижнечетвертичного времени, судя по погружению верхней (гюнцской) — верхнеапшеронской террасы. Прогиб этот постепенно углублялся в течение всего постплиоцена, так как все четыре террасы погружаются, образуя "ножницы". Недислоцированной является лишь надпойменная терраса. Величина прогиба определяется примерно в 200 м. (т.е. отвечает относительной высоте верхней террасы). Всюду озерная толща подстилается сильно размытыми андезито-базальтами основания арагацкого (и араратского) разреза, чем определяется здесь их во всяком случае третичный, а не четвертичный возраст.

На северо-западном подножье Большого Арарата развиты большие поля лав верхнечетвертичного возраста, залегающие на верхней террасе (вюрмской). Указанные четвертичные лавы, видимо, считали первые исследователи эффузиями Большого Арарата.

Подобное же явление имело место к югу от Малого Арарата, где небольшой безымянный вулкан дал поток подобных лав к югу, подпрудивший долину р. Сары-су и обусловивший образование обширной Баязетской равнины (высота около 1400 м), по которой, видимо, проходил региональный разлом общекавказского направления; возраст его определяется как домезозойский, он является границей двух тектонических зон. К юго-востоку от Малого Арарата располагается обширное пенепленизированное горное плато, сложенное образованиями девона и карбона (известняки, песчаники, сланцы, кварциты), слагающими широтные простые складки; перекрываются они на северо-западе (на отметке 1800 м) непосредственно вулканогенным олигоценом, а на юго-востоке — эоценом, сменяющимся гипсо-соленосной толщей (Нахичеванской), для которой доказывается ныне олигоценный возраст.

К юго-западу от Баязетской равнины (разлома общекавказского направления) палеозой погребен и здесь наблюдается полный (?) разрез верхнего мела (в вулканогенно-осадочной фации), согласно сменяющегося отложениями эоцена, а затем олигоцена (вулканогенного). Все складки здесь общекавказского направления. Констатировано много интрузий гипербазитов верхнеэоценового возраста.

К северо-западу от Арарата верхнемеловые отложения развиты в подобной фации по правобережью Аракса, выше устья р. Ахурян, где они также прорваны гипербазитами того же возраста. Над верхним мелом констатирован полный (?) разрез эоцена (крайние выходы у сел. Аргачи на северо-западном подножье Арарата), перекрытого несогласно вулканогенным олигоценом.

К северо-востоку от Большого Арарата породы палеозоя (девона и карбона) обнажаются в нескольких пунктах Ереванской равнины (Хорвираб и др.) в виде останцев, свидетельствующих о их поднятии и значительном размыве в течение мезозоя.

Таким образом, район Большого Арарата вырисовывается отчетливо как доолигоценное (юрское-нижнемеловое) поднятие (блок), погружающееся в юго-восточном направлении.

Резюмируя, можно указать, что образования вулканогенного олигоцена занимают на территории Кавказа обширные площади, приурочены они к поднятиям; в депрессиях им отвечают синхроничные полупресноводные и морские осадки.

Вероятно, однотипными с Б. Араратом являются не только Арагацский и Эльбрусский массивы, но и Бингель-даг (3650 м), Савелан-даг (4821 м), Сехенд (Кухи-Сехенд, 3722 м) и Демавенд (Дамаванд, 5670 м).

Первое успешное восхождение на вершину Б. Арарата совершил в 1829 г. профессор Дерптского университета Ф. Паррот в сопровождении армянского писателя-просветителя Хачатура Абовяна. Впоследствии на его вершину поднимались Г. Абиш (1845), Н. Н. Ходзько (1850), Х. Б. Линч (1893), А. В. Пастухов (1893) и многие другие, опубликовавшие различные интересные данные по его природным условиям.

Большой Арарат имеет вид (см. рис. 1) крутосклонного эллиптической формы (СЗ-ЮВ) конуса, расчлененного сетью глубоких оврагов и сухих долин. Размеры основания массива около 40х60 км, расстоя-

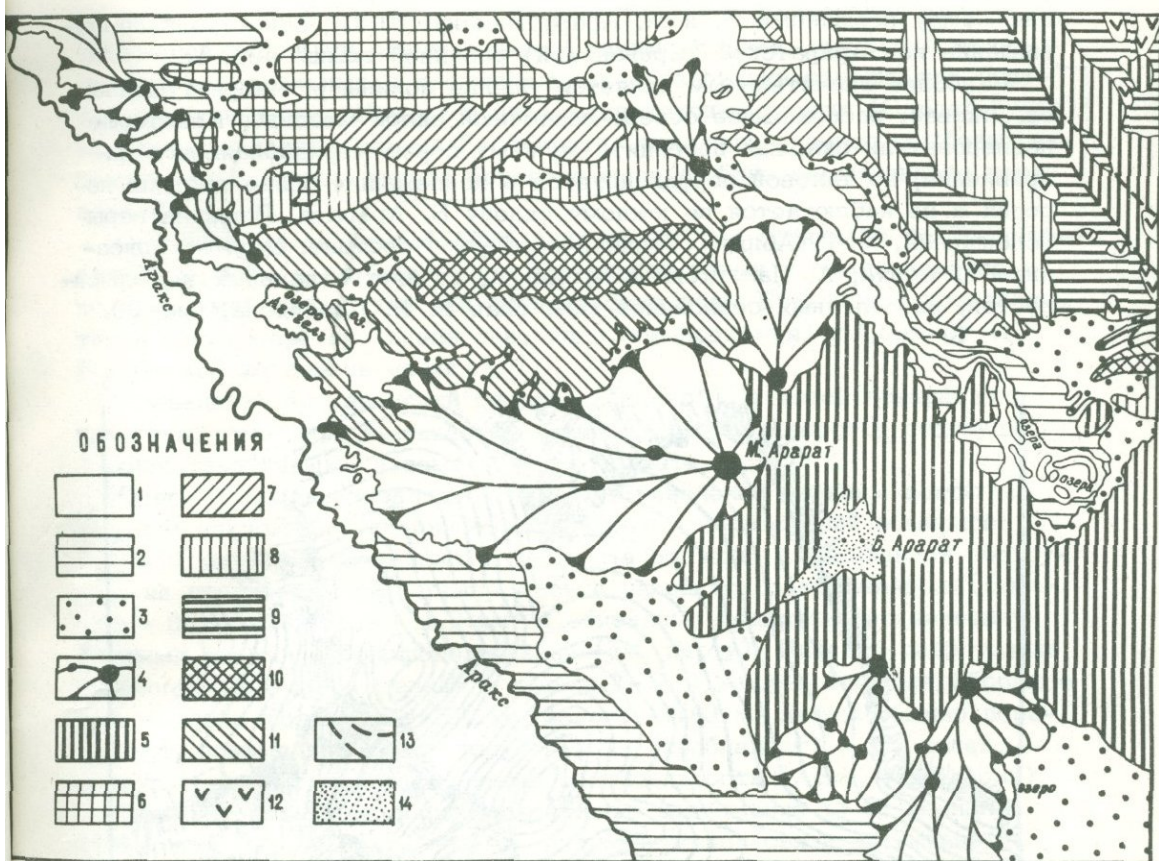


Рис. 1. Схематическая геологическая

карта района горы Арарат. Составил К. Н. Паффенгольц.

Постплиоцен. 1 – Аллювиальные отложения пойменной и надпойменной террас; 2 – Аллювиальные отложения высоких террас; 3 – Аллювиально-пролювиальные отложения конусов выноса и предгорного шлейфа; 4 – Лавы Малого Арарата и др. и конусы их извержений; Олигоцен. 5 – Вулканогенная толща – комплекс эффузивов от базальтов и трахиандезитов до липаритов и обсидианов; 6 – Гипсо-соленосная толща (Нахичеванская). Эоцен. 7 – Наддунмулитовые известняки на ЮЗ и Ю, пестроцветная толща на СЗ (Аргачи); 8 – Песчаники, конгломераты, известняки и др. Верхний мел. 9 – Вулканогенно-осадочная толща. Пермь и карбон. 10 – Известняки, песчаники с кремнистыми включениями и др. Девон. 11 – Известняки, песчаники, глины, кварциты, сланцы. 12 – Гипербазиты (верхнеэоценовые); 13 – Сбросы, взбросы и др.; 14 – Снег, фирн и ледники.

ние между вершинами Б. и М. Арарата около 10 км, относительное превышение над Араратской (Ереванской) равниной свыше 4000 м.

Наиболее значительным является ущелье долины р. Акори (ущелье св. Якова), пересекающее северо-восточный склон массива. Некоторые исследователи склонны проводить по нему сброс меридионального направления, но таковой не фиксируется в подлежащих более древних породах и не наблюдается по южному склону Б. Арарата. Вершина горы (сложенная, по Г. Абику, обсидиан-порфиром) состоит, судя по описаниям Г. Абиха, А. Пастухова и Х. Линча, из двух отдельных возвышенностей, разделенных седловиной (см. план А. В. Пастухова, рис. 2).

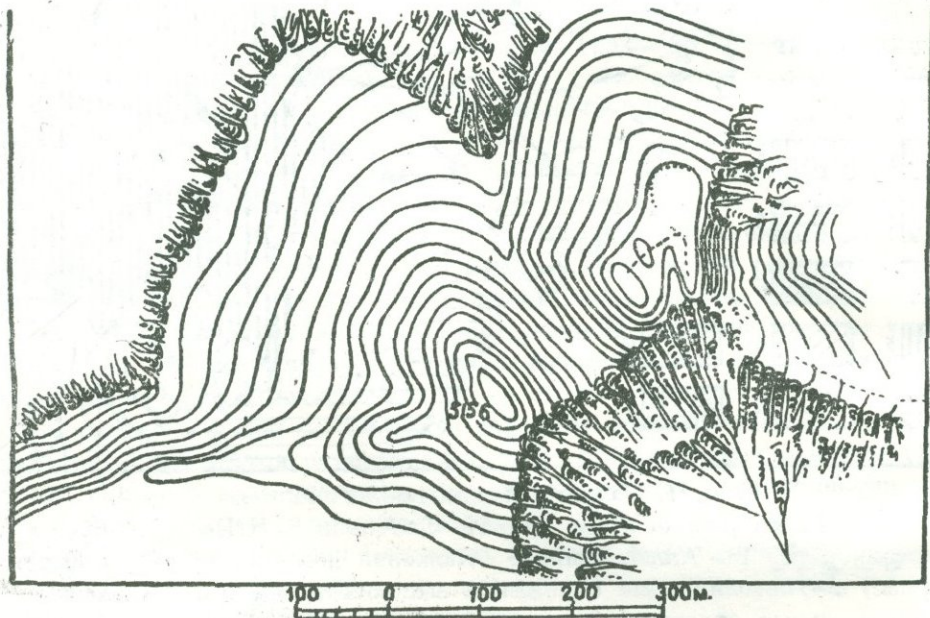


Рис. 2. Вершина Большого Арарата (съемка А. В. Пастухова, 1894).

Последняя покрыта мощным слоем фирна, на обоих ее склонах расположены верховья глубоких оврагов. Северный овраг, занятый фирновым льдом, является вершиной регенерированного ледника Акори, наиболее крупного на Арарате; в нижней части ледник является погребенным.

Площадь снежного и фирнового покрова на Арарате достигает 20 км^2 ; отмечается 25 мелких и 4 более значительных долинных ледников, спускающихся по южному и юго-западным склонам массива. Снеговая граница располагается на высоте 4115–4250 м.

Следы древнего оледенения на Арарате развиты слабо; небольшие размеры современного оледенения обусловлены в первую очередь морфологией его крутых склонов и резко континентальными условиями климата.

Эффузивные породы Арарата играют исключительную роль в вопро-

се питания южной части артезианского бассейна Ереванской депрессии, сложенной озерными отложениями. Склоны массива, покрытые мощным плащом делювиальных и пролювиальных образований совершенно лишены родниковых вод. Известен лишь один крупный родник (Сардар-булах) на северо-западном склоне Б. Арарата, выходящий из-под глыбовых нагромождений конуса выноса бокового ущелья, близ одноименного перевала.

Основная масса атмосферных осадков быстро проникает по трещиноватым породам в глубокие слои эффузивной толщи и выклинивается у подножья массива, питая как артезианские воды Ереванской котловины, так и реки Кара-су (вдоль северного его подножья) и Сары-су (в Баязетской котловине на юге).

Ереванский артезианский бассейн ("озеро"), с водой прекрасного качества, отчетливо замыкается в районе Волчьих ворот у подпруды нижнечетвертичными лавами Малого Арарата.

Озерные осадки в западной части Ереванской равнины покрыты мощным чехлом аллювиально-пролювиальных образований обширного ($\sim 350 \text{ км}^2$) конуса выноса Аракса. На востоке, за указанной подпрудой, на правобережной террасе Аракса находятся озера Аг-гель (Большое - 6 км^2 и Малое - $1,2 \text{ км}^2$), обремененные подпрудой верхнечетвертичными лавами небольшого вулкана (см. карту). Питание озер только наземное. Оба озера мелкие (глубина 2-3 м), горькосолёные, абсолютные отметки Большого - 790 м, Малого - 793 м. Летом обычно пересыхают, покрываясь слоем глауберовой (преобладает) и др. солей; вокруг озер развита солончаковая растительность (Абих, 1847 и 1894).

Поэтому вызывает полное недоумение заключение С. П. Бальяна (1969, стр. 325-326) о "наличии гидравлической связи артезианских вод Араратской котловины с бессточным бассейном Ак-гель, воды которого целиком расходуются при интенсивном испарении". По данным В. Ф. Захарова (1931) артезианские воды Ереванской котловины разгружаются по левобережью Аракса в районе устья р. Раздан, в виде мощных пресных родников.

ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г. - О некоторых естественных произведениях равнины Аракса. Горный журнал, ч. 1, 1849.
- Бальян С. П. - Структурная геоморфология Армянского нагорья и окаймляющих областей. Изд. Ер. гос. ун-та. Ереван, 1969.
- Захаров В. Ф. - Гидрогеология Эриванской низменности. Матер. к общей схеме использования водных ресурсов Кура-Араксинского бассейна. Вып. 8, Тифлис, 1931.
- Пастухов А. В. - Восхождение на Арарат. Записки Кавк. отд. Русск. геогр. общ., кн. XVI, Тифлис, 1894.
- Паффенгольц К. Н. - К стратиграфии и тектонике третичных отложений Восточной Анатолии и северо-западного Ирана. Известия АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.
- Паффенгольц К. Н. - Эльбрус (геологический очерк). Известия АН СССР, сер. геол., № 2, 1959.

- Паффенгольц К. Н. - Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Паффенгольц К. Н. - Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1970.
- Паффенгольц К. Н. - Кавказ - Карпаты - Балканы. Геолого-тектонические параллели. Изд. АН Арм. ССР, 1971.
- Паффенгольц К. Н., Тер-Месропян Г. Т. - Арагац. Геологический очерк Арагацкого вулканического массива. Изд. АН Арм. ССР, 1964.
- Штеклин Дж. - Тектоника Ирана. Геотектоника, № 1, 1966.
- Abich H. Ueber Natronseen der Araxes-Ebene nebst einem Anhang über die dortigen Sodapflanzen. Bull. de la Cl. Phys. Math. de l'Ac. de sc., 5 vol., N 7-8, pp. 116-125. St. Petersburg, 1847.
- Abich H. Zur Geologie d. südöstl. Kaukasus Gletscher-ende in d. Jacob-schlucht am grossen Ararat. Bull. Acad. Sc., VI, 21-40. St. Petersburg, 1866.
- Abich H. Der Ararat in genet. Beziehung betrachtet. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., XXII, 69-91. Berlin, 1870.
- Abich H. Fulguriten im Andesit des kleinen Ararats etc. Sitzungsber. k. k. Akad. Wiss., IX, 153-162. Wien, 1870.
- Paffenholz K. N. Geology and petrology of the Aragats massif (Armenia). International Geology Review (USA), v. 10, N 4, 1968.

В. Г. Молявко, И. М. Остафийчук, Э. Х. Харазян, К. Г. Ширинян

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТ-ДАЦИТОВОЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ ТРАНС-КАВКАЗСКОЙ ЗОНЫ АРМЕНИИ

В последние годы особое внимание исследователей привлекают вопросы выяснения условий формирования и особенностей состава андезитовых магм. Андезитовый вулканизм – самый характерный вулканизм в орогенических районах, прилегающих к континентальным областям.

В пределах Большого и Малого Кавказа и прилегающих к нему территорий северо-восточной Анатолии и северо-западного Ирана эффузивные образования, относящиеся к андезитовой формации, развиты достаточно широко. Типичный представитель этой формации – постпалеогеновый вулканизм большинства районов Грузии и Армении – представлен ассоциацией андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов и дацитов, а также пирокластическими образованиями аналогичного состава (Схиртладзе, 1958, Милановский, 1956, 1960, Ширинян, 1963).

В задачу авторов входило рассмотрение петрохимических особенностей и распределение элементов-примесей в андезито-базальт-дацитовой серии четвертичных вулкаников (нижний – средний антропоген) Кечутского хребта (Армения), представляющего собой часть Транскавказского поперечного поднятия.

Постройка Кечутского хребта сформирована излияниями цепи короткоживущих, преимущественно моногенных вулканов, лавы которых объединяются Э. Х. Харазяном (1968) в кечутскую свиту. В целом образования этой свиты представляют гомодромную серию, мощностью до 1,2 км, варьирующую по составу от двупироксеновых андезито-базальтов до двупироксеновых и роговообманковых дацитов в верхних частях разреза. При этом в низах свиты залегают лавовые образования, представленные андезито-базальтами, которые выше сменяются андезитами, андезито-дацитами, экструзивными гиалодацитами и их пирокластами.

Завершающий – среднечетвертичный цикл вулканизма Кечутского хребта представлен андезито-базальтами и андезитами, также излившимися в гомодромной последовательности из ряда вулканов в осевой части хребта, представленных, главным образом, простыми шлаковыми, реже лавовыми конусами с относительно небольшим объемом из-

лившихся продуктов.

Для исследования нами опробовались следующие представители разреза вулканитов:

1. Двупироксеновые андезиты-базальты основания восточного склона Кечутского хребта (в западной части т. н. Геташенского лавового языка у с. Благодарное), образующие серию покровов общей мощностью до 200 м;

2. Двупироксеновые андезиты-базальты верхней части той же пачки (западная часть Геташенского лавового языка в обнажениях по р. Каракала);

3. Кварцсодержащие андезиты, приуроченные к возвышенностям, окаймляющим с севера и юга Верхнеахурянскую котловину, из потоков, общей мощностью около 80 м, связанных с моногенными вулканами, шлаковые конусы которых хорошо сохранились в пределах Гукасянского плато (опробовался поток вулкана Воскисар - Кызыллер);

4. Амфиболовые андезиты-дациты средней части разреза, слагающие всю водораздельную часть Кечутского хребта (две выборки на разных стратиграфических горизонтах в восточной части хребта в долине р. Кара-Кала);

5. Экструзивные гиалодациты, развитые как в пределах Кечутского хребта, так и в прилегающих районах Гукасянского (выборка в районе с. Ени-Ель в пределах Арпи-Казанчинской структуры) и Лорийского плато (крупное экструзивное тело в районе сел Сувугбулаг, Ильмазлу и Кызылшафак);

6. Синхронные по времени образования экструзивным куполам туфы ереван-ленинканского типа на Амасийском лавовом плато и по правому борту ущелья р. Ахурян, а также тяготеющие в площадном распространении к северо-западным, юго-восточным склонам массива Арагац, Ширакской равнине и бассейну р. Памбак, но известные и в Приереванском районе (выборки для исследований взяты из туфовых покровов Приереванского поля, карьер Джрвеж, и на северо-восточной окраине с. Артик);

7. Андезиты-базальты вершинной зоны Кечутского хребта (западный конус вулкана Кечут).

Опробование названных представителей разреза производилось выборками в 30-60 проб. Анализировались пробы спектральным методом повышенной воспроизводимости на приборе ДФС-13 с использованием модернизированного полуавтоматического устройства В. Г. Теплякова (аналитик П. Н. Зубарев). Определения щелочных элементов К, Na, Li, Rb производились методом пламенной фотометрии по стандартной методике (аналитик Е. В. Слынько), а общий химический состав оценивался по результатам силикатного анализа (аналитики В. Ф. Мельник, А. И. Стрыгина, А. Е. Бурксер). Все анализы выполнялись в проблемной лаборатории физико-химических исследований горных пород Киевского университета. Обработка данных проводилась с помощью комплексной программы расчета статистических параметров (Жуков, Дядюра, 1967) для ЭВМ "Минск-22".

Породы кечутской свиты характеризуются порфировой структурой с большим или меньшим количеством стекла в основной массе. Структу-

ры последней меняются от микродолеритовой в наиболее основных членах разреза (главным образом, в нижней пачке двупироксеновых лав) через пилотакситовую и микролитовую (в андезитах), гиалопилитовую (в амфиболовых андезито-дацитах) и гиалиновую (в гиалодацитах) до кристалловитропорфировой и кристаллокластической в туфах ереван-ленинканского типа. Количественно-минеральный состав пород кечутской свиты приведен в табл. 1.

Для всей рассматриваемой серии характерен следующий набор темноцветных минералов: ромбический и моноклинный пироксены, базальтическая роговая обманка, кроме того, в основании пачки двупироксеновых андезито-базальтов присутствуют единичные кристаллы оливина.

Примечательно изменение парагенезисов вкрапленников по разрезу. Оливин присутствует, как уже отмечалось, лишь в основании свиты; в низах свиты преобладают клинопироксены, по мере продвижения вверх их доля резко падает, и в гиалодацитах наблюдаются только ортопироксены; базальтическая роговая обманка фиксируется лишь в верхних членах разреза.

Несмотря на значительные колебания в содержании и соотношениях минералов-вкрапленников (особенно темноцветных), характер и состав их, как видно из табл. 1-2, довольно близок во всей рассматриваемой серии пород. Отмечается слабая тенденция к увеличению железистости ортопироксенов в относительно более поздних образованиях, некоторое отличие оптических характеристик клинопироксенов для кварцсодержащих андезитов. Основность плагиоклаза вкрапленников меняется в общем соответственно изменению основности породы. В андезитах плагиоклаз часто зонален, в гиалодацитах присутствуют реликтовые его зерна повышенной основности (табл. 1, 2). Распределение рудного минерала крайне неравномерно, его количество резко возрастает в породах с сильно опациitized роговой обманкой. С. Р. Тейлор (1972) отсутствие значительных концентраций магнетита и других рудных минералов считает отличительной особенностью известково-щелочных серий.

Последовательность кристаллизации минералов-вкрапленников представляется следующей: оливин-ортопироксен - рудный минерал (I) - плагиоклаз, клинопироксен - амфибол - рудный минерал (II) - основная масса. Состав основной массы значительно варьирует. В зависимости от общего химизма пород в ней наряду с микролитами плагиоклаза присутствует то или иное количество клинопироксена, рудного минерала и стекла.

Необходимо отметить наблюдающееся несоответствие модального и нормативного составов всех минералов (табл. 1), что, по мнению С. И. Набоко (1962), характерно вообще для известково-щелочных лав: минералы вкрапленников по сравнению с нормативом резко обогащаются тугоплавкой фазой - плагиоклазы кальцием, клинопироксены кальцием и магнием.

Пересчет на нормативный состав дает для всех пород исследуемой серии характерный минеральный парагенезис - пироксен - плагиоклаз - кварц, хотя в составе вкрапленников андезито-базальтов основания серии фиксируется оливин, что отражает химизм начальной стадии дифференциации магмы - ее ненасыщенность кремнеземом. Разница в мо-

дальном и нормативном составах вкрапленников плагиоклаза (обогащение их кальцием) увеличивается в лавах с ростом их кислотности – от андезитов до дацитов (табл. 1).

Петрохимически вулканисты исследуемой ассоциации (андезито-базальт-дацитовый) могут быть отнесены к известково-щелочной серии тихоокеанского типа (а не щелочно-известковой, как утверждает С. Тейлор для внутриматериковых орогенов). Для них характерно повышенное содержание CaO , преобладание Na_2O над K_2O и соответствующие значения известково-щелочных индексов (59 – по Пикоку, 21 – по Куно, 2,26 – 2,80 – по Ритману). Химический состав и петрохимические характеристики рассматриваемых пород приведены в табл. 3, 4 на рис. 1–4.

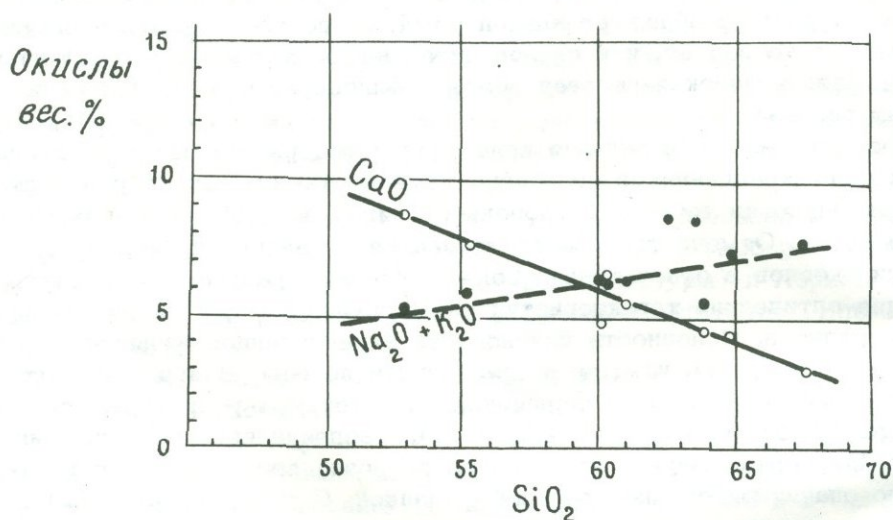


Рис. 1. Вариационная диаграмма Пикок $\text{CaO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ для лав кечутской свиты, туфов и туфолов.

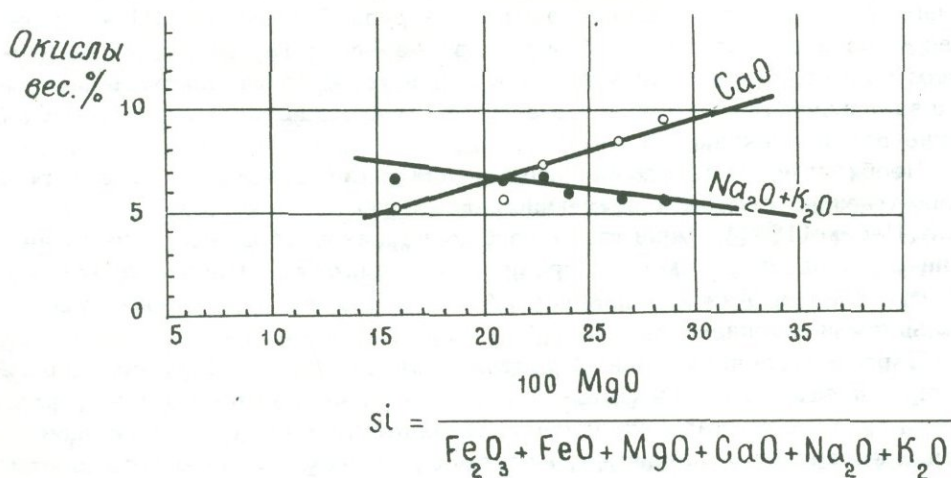


Рис. 2. Диаграмма Х. Куно для лав кечутской свиты (известково-щелочной индекс $\text{Si} = 21$ для точки $\text{CaO} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ПОРОД

Порода	Выборка	Модальный состав								Нормативный состав															
		Вкрапленники							Основная масса	Ap	Il	Mt	Or	Ab	An	Di			Hy		Q	C	Hm	Сумма	
		Pl	Orx	Srx	Hb	Q ксен.	Обл.	Mt								Wo	En	Fs	En	Fs					
I	I	-	0,65	0,30	-	-	-	5,04	94,0I	1,00	1,53	7,44	7,84	33,77	25,43	6,33	5,22	0,30	8,54	0,54	2,05	-	-	-	99,99
	2	-	0,16	0,99	-	-	-	0,14	98,7I	0,70	1,37	3,22	1509	32,70	18,2I	5,13	2,92	2,0I	4,53	3,32	10,8I	-	-	-	100,0I
II	3	3,93	0,20	1,0I	0,42	1,50	-	0,17	92,77	0,68	1,39	2,55	159I	32,03	19,89	2,35	1,43	0,82	6,53	3,47	13,06	-	-	-	100,0I
III	4	5,94	0,3I	0,76	2,39	-	-	0,38	90,22	0,37	0,89	3,25	1388	31,87	24,72	-	-	-	5,74	1,84	16,69	0,77	-	-	99,45
	5	9,97	0,99	1,03	3,04	-	-	1,7I	83,26	1,36	1,54	5,36	1407	34,5I	22,47	-	-	-	5,97	0,10	14,67	-	-	-	100,05
IV	6	9,24	0,46	0,37	-	-	4,68	0,63	84,62	0,5I	1,39	1,43	2283	41,88	10,85	2,87	2,46	-	1,84	-	11,98	-	1,94	-	99,98
	7	5,70	0,15	0,27	-	-	1,34	0,57	91,97	0,50	1,35	5,05	2208	39,40	11,29	1,49	0,70	0,79	2,97	2,87	11,69	-	-	-	100,1
V	8	2,14	-	0,26	0,66	-	-	0,76	96,18	0,76	1,37	2,11	1785	35,20	16,75	0,90	0,50	0,40	3,6I	3,4I	17,25	-	-	-	100,02
	9	0,98	-	0,20	0,29	-	-	0,34	98,19	0,34	0,30	1,87	2024	37,14	13,56	0,35	0,20	0,13	2,33	3,04	20,54	-	-	-	100,04
VI	10	14,98	0,9I	4,63	-	-	-	0,42	79,06	0,85	1,69	3,27	9,60	32,82	25,55	4,34	2,62	1,46	9,19	5,05	3,54	-	-	-	99,99

ПРИМЕЧАНИЕ: Pl - плагиоклаз, Orx - ортопироксен, Srx - клинопироксен, Hb - базальтическая роговая обманка, Q_{ксен.} - ксеногенный кварц; Обл. - литокластические обломки, Mt - рудный минерал; Ap - апатит, Il - ильменит, Mt - магнетит, Or - ортоклаз, Ab - альбит, An - анортит, Di - диопсид, Wo - волластонит, En - энстатит, Fs - ферросилит, Hy - гиперстен, Q - кварц, C - корунд, Hm - гематит;

I - двупироксеновые андезиты-базальты основания Кечутского хребта, II - кварцсодержащие андезиты. III - амфиболовые андезиты-дациты, IV - туфы ереван-ленинканского типа / 6 - туфы Джрвеж, 7 - арктические туфы/, V - гиалодациты, VI - андезиты-базальты вершинной зоны Кечутского хребта.

Таблица 2

Оптические характеристики минералов пород

Порода	Выборка	Or	Orx	Cpx		Hv		Pl (номер)	
		2V	2V	2V	cNg	2V	cNg	центр	перифер.
I	I	-88°	-86 -88	+5I-54	4I-43	-	-	56-58	
	2	-	-86 -88	+5I-54	4I-43	-	-	56-58	
II	3	-	-74	+57-58	46-48	-	-	36-38	45-46
III	4	-	-80	+52-53	4I-44	-	-	54-57	47-48
	5	-	-76	+54-55	43-44	70-7I	II-12	49-54	
IV	6	-	-82	+54-56	4I-43	-	-	42-48	24
	7	-	-70	+53-55	4I-44	-	-	46-48	
V	8	-	-	+52-53	40-43	-	-		
	9	-	-	+52-53	40-43	-	-	46-47	
VI	10	-	-78	48	36-37	-	-	52-56	

ПРИМЕЧАНИЕ: Or - оливин; Orx - ортопироксен; Cpx - клинопироксен; Hv - базальтическая роговая обманка; Pl - плагиоклаз; I - двупироксеновые андезиты-базальты, II - кварцсодержащие андезиты, III - амфиболовые андезиты-дациты; IV - туфы врезан-ленинаканского типа, V - гиалодациты, VI - андезиты-базальты вершинной зоны Кечутского хребта.

Соотношение вкрапленников темноцветных минералов

Порода	Выборка	Orx	Cpx	Hv	Orx/Σ	$\frac{Orx+Cpx}{Hv}$
I	I	2	I	-	I : 0,5	3 : 0
	2	I	6	-	I : 6	7 : 0
II	3	I	5	2	I : 7	3 : I
III	4	I	2	5	I : 7	0,6 : I
	5	I	2	6	I : 8	0,5 : I
V	8	-	I	2	0 : 3	0,5 : I
	9	-	I	I	0 : 2	I : I
VI	10	I	5	-	I : 5	6 : 0

ПРИМЕЧАНИЕ: обозначения те же, что и в табл. 1

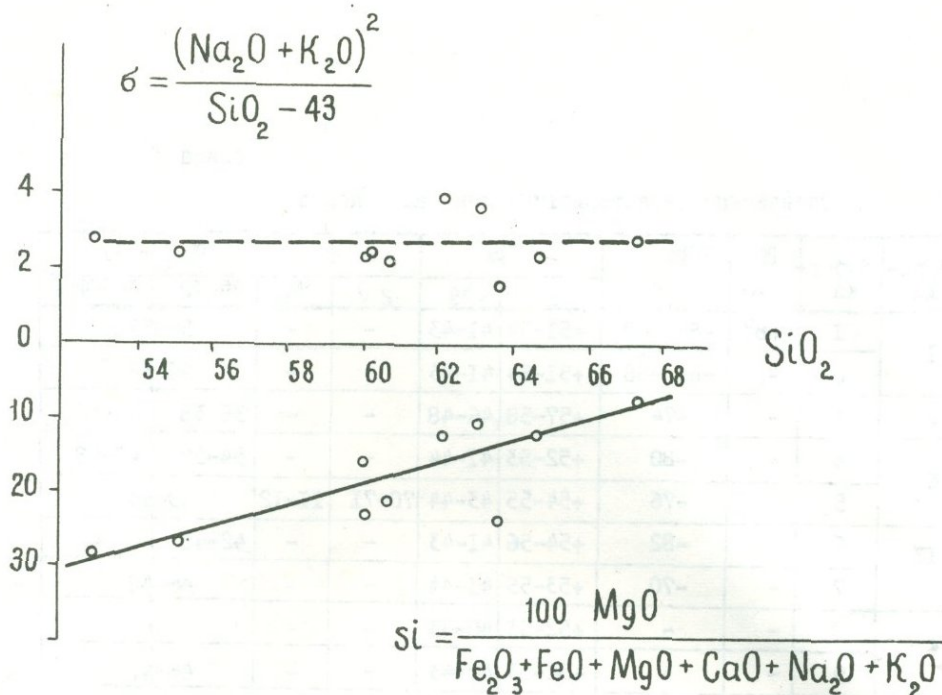


Рис. 3. Характер изменения индексов Ритмана и Куно с ростом SiO_2 для лав кечутской свиты.

По приведенным данным отмечается устойчивое убывание индекса затвердевания Куно (Si) с ростом SiO_2 , в то время как индекс Ритмана (σ) колеблется вокруг прямой, параллельной оси абсцисс, причем для начальных членов серии (андезито-базальт-андезит) разброс значений мал, а для более кислых (андезито-дацит-дацит) — значительно увеличивается. Незначительное, но отчетливое увеличение индекса Ритмана (3, 60–3, 90) фиксируется лишь для дацитовых туфов ереван-ленинканского типа. Интересной особенностью вулканитов Кечутского хребта является поведение суммы Стейнера *alkal*. Значение это колеблется в довольно узких пределах (табл. 4), причем не безынтересно снова, что для членов ряда андезито-базальт-андезит оно почти постоянно (22,09–22,76), для андезито-дацит-дацитов 23,40–23,67, а для дацитовых туфов и туфолав — 24,49–24,57, т.е. несколько повышается, но сохраняется постоянным внутри петрографической разновидности.

Все основные особенности состава вулканитов Кечутского хребта отражены на диаграмме А. Н. Заварицкого (табл. 3, рис. 4). На векторной диаграмме (рис. 4) фигуративные точки рассматриваемых вулканитов образуют сравнительно узкую непрерывную полосу, сильно вытянутую по „b” изгибающуюся вправо в верхней своей части, что соответствует изменению состава пород от типичных андезито-базальтов до дацитов несколько повышенной щелочности. Большая часть точек

Таблица 2

Металлогенические провинции и зоны	Металлогенические эпохи	Типы ассоциирующих магматических формаций: а) вулканические, б) субвулканические и в) интрузивные образования	Общий характер магматизма и петрохимические серии пород	Тип провинций по тектоническим и магматическим признакам	Приближенные значения отношения $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ в ассоциирующих рудоносных формациях пород	Отношение запасов $\text{Zn}:\text{Pb}$
Урал	Каледонская, герцинская	а. Спилито-кератофировая б и в. Габбро-диабазитовая	Базальтоидный; известково-щелочные	Эвгеосинклиналь, фемическая	3-4:1	10:1
Северный Кавказ, зона Передового Креста	Герцинская	а. Спилито-кератофировая	Базальтоидный; известково-щелочные	Эвгеосинклиналь, фемическая	Высокое	10:1
Малый Кавказ 1. Алаверди-Кафанская зона	Киммерийская	а. Андезитовая б. Липаритовая в. Липаритовая и диоритовая	Андезитовый; известково-щелочные	Эвгеосинклиналь, салически-фемическая	2-4:1	3-5:1
2. Севано-Амассийская зона	Альпийская (палеогеновая)	а. Андезитовая б. Липаритовая в. Габбро-диорит-гранодиоритовая	Андезитовый; известково-щелочные	Эвгеосинклиналь, салически-фемическая	1,5:1	2:1
3. Памбак-Зангезурская зона	Альпийская (олигоцен-миоценовая)	а. Андезитовая и трахиандезитовая б. Габбро-монзонит-сиенитовая	Гранитный; известково-щелочные, субщелочные и щелочные	Многосинклиналь (переходная зона), салическая	1:1	1:1
Средняя Азия	Герцинская	а. Андезитовая, липарито-дацитовая и липаритовая б и в. Субвулканическая гранитная с большой ролью субщелочных и щелочных пород	Гранитный; известково-щелочные, субщелочные и щелочные	Многосинклиналь, салическая	0,8-1,0:1	0,9:1
Салаир	Каледонская? герцинская	а. Кварц-кератофировая	Известково-щелочные	Эвгеосинклиналь, салически-фемическая	4-5:1	3-5:1
Рудный Алтай	Герцинская	а. Кварц-кератофировая, андезит-дацитовая	Андезитовый; известково-щелочные	Эвгеосинклиналь, салически-фемическая	1,5-3:1	2-3:1
Восточное Забайкалье	Киммерийская	а. Андезитовая, трахиандезитовая б. Габбро-монзонит-сиенитовая	Гранитный; известково-щелочные, щелочные	Многосинклиналь, салический	0,7-0,8:1	0,95:1
Дальневосточное Приморье	Альпийская	а. Андезитовая, риолитовая б и в. Субвулканическая гранитная	Андезитовый; известково-щелочные	Многосинклиналь, фемически-салическая	0,8-1,4:1	1,2-2:1

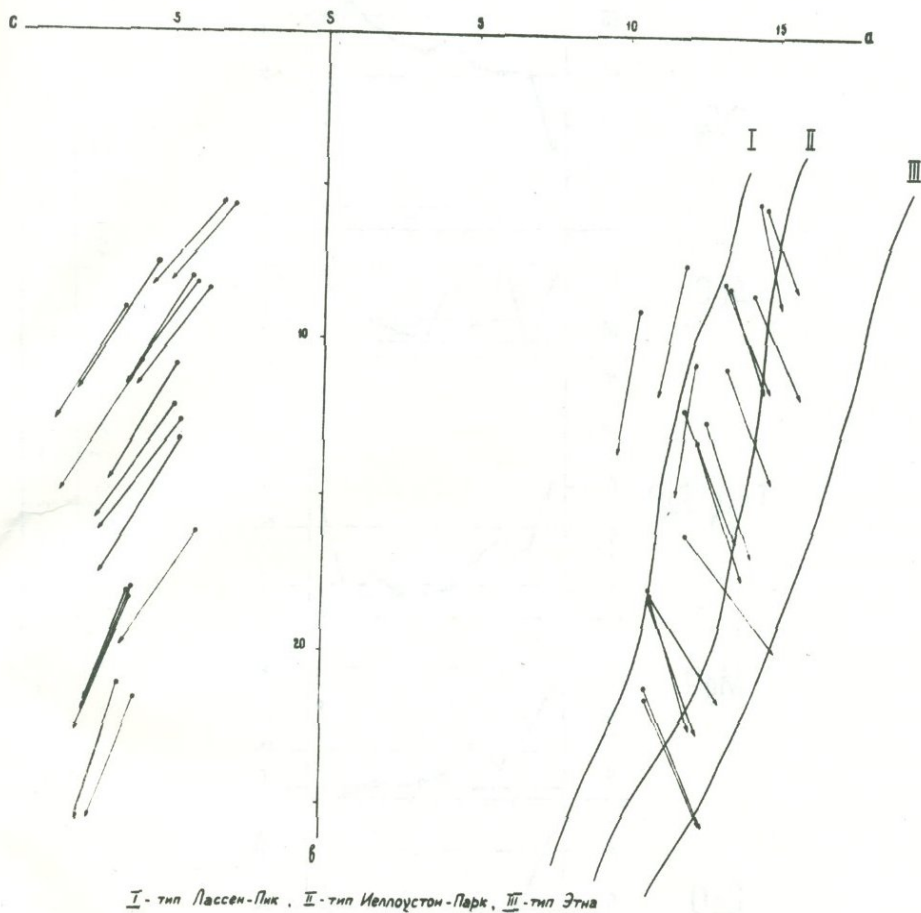


Рис. 4. Вариационная диаграмма А. Н. Заварицкого для верхнеплиоцен-четвертичных лав андезито-базальт-дацитовый парагенетической ассоциации западной зоны Армении.

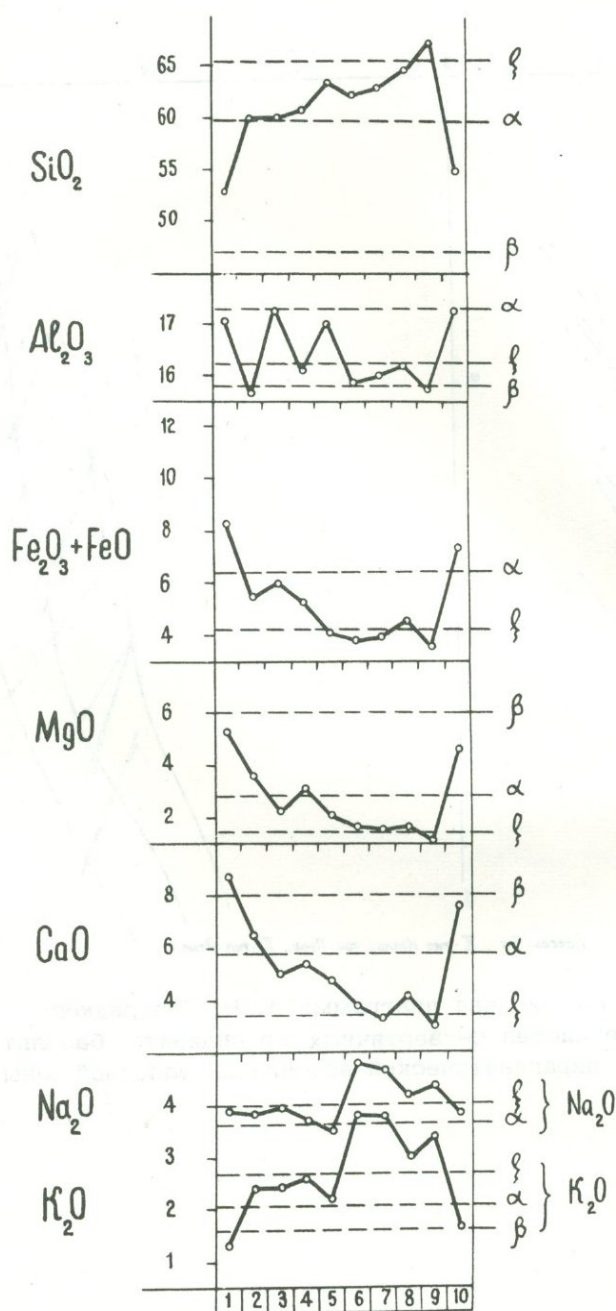


Рис. 5. Сравнение изменения содержаний основных поропообразующих окислов в породах андезито-базальт-дацитово-парагенетической ассоциации западной зоны Армении со средними составами базальта, андезита и дацита по Р. Дэли.

Породы		Г р у п п а F						Г р у п п а R				Г р у п п а C				Г р у п п а A			
		Ti	Mn	V	Cr	Ni	Co	Mo	Zr	Nb	Y	Pb	Zn	Ag	Ga	K	Na	Li	Rb
I	I (41)	37 24 ± 0,73	99 24 - I,3	5,4 21 ± I,6	68 25 +0,16	62 45 0,0	I7 30,00	21 30 +0,96	3,7 22 +0,10	I,2 20 +0,53	26 20,00	9,8 13 +3,1	6,0 31 ± I,1	3,1 23-0,72	2,3 21 +0,26	I,01 1,9	2,34 3	8,9 19	I,9 6,4
	2 (30)	32 17 -0,71	72 24 -0,36	5,3 13+0,21	30 13 -0,30	24 22 0,0	I2 15+0,13	29 20 +0,17	2,5 17 +0,16	I,5 13 +0,5	2,4 12-0,76	11,5 12+0,14	5,2 22+0,7	3,7 10 -0,5	2,2 12 -0,03	I,96 10	2,59 5	9,6 16	3,8 18
II	3 (50)	30 22 +0,96	55 29 +0,88	4,9 18+0,21	I8 30 ± I,27	I4 37+I,6	I2 11+0,70	29 35 +0,46	2,0 19 +0,70	I,5 18 +0,6	I,8 39-0,12	I2 25+I,2	5,4 29+0,7	2,8 40 0,0	2,0 22 +0,1	2,01 4,4	2,56 3,5	10,9 12	4,2 0,95
III	4 (43)	20 36 +0,13	33 53 +2,1	3,9 28-0,3	I6 60 ± I,6	10 131+5,5	-	I4 41 ± I,2	I,7 37 ± I,2	I 47 +0,3	I,5 20-0,5	9,9 11+0,0	3,2 38-0,43	2,7 16 -0,7	I,6 32 -0,69	I,67 14	2,53 8	10,9 18	5,2 19
	5 (28)	40 24 ± I,0	61 39 0,6	4,8 21+0,08	9 23 +0,6	5,4 43+I,2	9 36-0,32	2,7 45+0,95	4,6 31 +0,70	I,4 19 +0,4	2,3 16+0,0	10 0,19+I,1	4,2 32+0,2	2,9 30 +0,7	I,7 25 +0,8	I,94 5,7	2,53 5,5	12,1 9,8	5,7 13
IV	6 (25)	26 22	25 35	-	7 17	2,5 23	-	52 27	I,9 18	I,8 19	-	I2,2 17	3,3 26	I,1 12	I,2 10	2,93 5,4	3,03 7	I6,6 21	8,2 12
	7 (30)	27 12	35 24	-	-	-	-	15 27	3,5 18	I,3 12	-	9,6 8,4	3,2 20	I,0 10	-	3,00 3	3,29 1,8	I4,7 8,1	9,4 4,6
V	8 (28)	27	25	3,6	7	2,2	-	I6 48+2,5	I,7 20+0,9	I,1 9 +0,3	-	10,5 5,8+0,49	3,1 19+0,29	3,1 18 +0,59	I7 +0,78	2,35 3,4	2,65 4,9	18,1 9,0	8,1 3,4
	9 (32)	I6 23-0,18	22 17 -0,22	3,5 20-0,45	-	-	-	I2 18+I,1	I,2 13+I,2	I,5 18+0,5	-	8,1 11-0,7	2,4 23-0,47	I,5	I,2	2,37 9,7	2,67 10,1	17,1 11,5	8,0 7,2
VI	10 (42)	39 17 +0,02	70 24 -0,93	5,4 16+0,74	I5 19+0,05	11 27 0,02	10,6 9 +0,50	I9 23+0,06	2,3 19+0,68	I,0 8 +0,7	I,6 28 0,57	10 69+0,36	4,3 20+0,16	3,2 22 +1,5	I,6 14+0,8	I,26 6,4	2,34 9,4	9,2 7,8	2,4 16,7
B		80	I20	I0	50	55	I0	9	2,6	2	-	I5	7,2	7	2	2,3	3,0	20	I0
T		42	I20	I7,5	56	I8	24	11	11	0,4	2,1	6,7		I3	I,6	I,33	2,73	10	3,1

ПРИМЕЧАНИЕ: I. I - двупироксеновые андезиты-базальты основания Кечутского хребта, II - кварцсодержащие андезиты, III - амфиболовые андезиты-дациты, IV - туфы ереван-ленинканского типа, V - гиалодациты VI - андезиты-базальты вершинной зоны Кечутского хребта; в скобках рядом с номером выборки указано количество проб;

2 - содержания компонентов даны в вес. %: Ti - 10^{-2} , /Mo, V, Nb, Zr, Y, Zn, Ga, Rb / - 10^{-3} , /Cr, Ni, Co, Pb, Li / - 10^{-4} %, Mo - 10^{-5} %, Ag - 10^{-6} %, * - ниже чувствительности анализа.

3. Для каждого компонента в клетке даны: сверху - математическое ожидание /среднее/, внизу - слева - коэффициент вариации /в %/, справа - коэффициент асимметрии с доверительными границами для нормального распределения при 5%-уровне значимости /-0,81 +0,81/.

4. B - кларки для средних пород по А.П.Виноградову /1962/, T - средний состав известково-щелочных андезитов по С.Р.Тейлору /1972/, выведенный по результатам анализов известково-щелочных андезитов Нгарухов /Новая Зеландия/, Асама /Япония/, Бугенвиля /Соломоновы острова/ и Фиджи.

Петрохимические характеристики вулканитов

Параметры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$[Fe_2O_3 + FeO]$	8,39	5,67	5,40	4,27	6,10	3,88	3,98	4,73	3,70	7,49
$\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$	0,61	0,61	0,63	0,66	0,72	0,69	0,73	0,74	0,79	0,61
$\kappa.o. = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$	0,60	0,41	0,32	0,49	0,60	0,51	0,65	0,30	0,35	0,32
$\frac{MgO}{FeO}$	1,64	1,07	0,85	0,88	0,96	1,66	3,52	0,49	0,40	0,91
$a = \frac{100 \cdot Mg}{Mg + Fe^{2+}}$	56,0	45,3	41,0	36,0	43,7	56,5	73,0	28,5	24,4	41,4
$\frac{100 \cdot TiO_2}{Fe_2O_3 + FeO}$	4,41	5,75	5,61	4,72	6,59	6,63	7,00	5,81	4,25	5,23
$[Na_2O + K_2O]$	5,22	6,36	6,34	5,65	6,40	8,66	8,51	7,17	7,78	5,39
$ag = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	30,4	40,4	39,4	33,0	37,1	54,4	53,2	44,2	49,6	31,1
$\omega = \frac{MgO}{CaO + Na_2O + K_2O}$	39,1	28,0	26,4	20,6	20,7	13,8	12,5	14,4	9,0	36,1
$alkal = \frac{Al_2O_3 + Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	22,4	22,1	22,4	22,8	23,7	24,5	24,5	23,4	23,5	22,7
$\phi = \frac{(Na_2O + K_2O)^2}{SiO_2 - 48}$	2,75	2,37	2,26	1,54	2,40	3,90	3,60	2,37	2,80	2,39
$Si = \frac{100 \cdot MgO}{FeO + Fe_2O_3 + MgO + Na_2O + K_2O}$	28,6	23,0	21,1	24,1	15,8	12,1	10,6	12,1	7,8	26,7
$\phi = \left[\left(\frac{1}{3} Si + K \right) - (Ca + Mg) \right]$	4,81	12,41	14,29	16,48	15,23	19,09	20,05	18,76	21,90	7,64
$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	0,32	0,26	0,26	0,29	0,29	0,25	0,25	0,25	0,23	0,32
$\frac{K_2O}{Na_2O}$	0,33	0,65	0,70	0,61	0,61	0,79	0,81	0,73	0,78	0,41
$CJ = \sum (An + Di + Fo) \text{ вес.}\%$	42,68	27,69	27,55	28,74	26,65	17,45	14,88	20,36	15,62	77,6
$DJ = \sum (Q + Or + Ab) \text{ вес.}\%$	43,66	58,6	61,0	62,44	63,25	76,69	73,17	70,30	77,92	45,96

Примечание: обозначения те же, что и в таблице 1.

Таблица 6

КОЭФФИЦИЕНТЫ ПРОПОРЦИОНАЛЬНОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКИ
СОПРЯЖЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ

Параметр	I		II		III		IV		V		VI	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10		
Cr / Ni	1,12	1,2	1,3	1,55	1,76	-	-	-	-	-	1,3	
Ni / Co	3,7	2,4	1,2	2,0	0,6	-	-	-	-	-	1,08	
Ti / Mn	3,74	4,56	5,55	6,17	6,61	10,2	7,7	11,12	7,18	5,59		
Ni. 100 / Mn	6,22	3,88	2,51	3,20	0,89	1,0	-	0,88	-	1,56		
Co. 100 / Mn	1,71	1,70	2,11	1,30	1,52	-	-	-	-	1,51		
V. 10 / Mn	0,55	0,74	0,90	1,20	0,79	1,97	1,14	1,48	1,59	0,78		
Co. 10 ⁴ / MgO	3,10	3,40	3,66	-	3,97	-	-	-	-	2,26		
Ni. 10 ⁴ / MgO	11,32	6,72	4,36	4,89	2,31	-	-	-	-	2,32		
MgO / FeO	1,64	1,07	0,85	0,88	0,96	1,66	3,52	0,49	0,40	0,91		
Ti. 100 / Fe ₂ O ₃	4,41	5,75	5,61	4,72	6,59	6,65	7,00	5,81	4,25	5,28		
Cr. 10 ⁴ / Al ₂ O ₃	4,0	1,9	1,1	0,95	0,55	0,43	0,1	0,42	0,08	0,84		
Mo. 10 / Pb	2,52	2,13	2,50	1,45	2,69	4,3	1,52	1,51	1,43	1,86		
Ne. 10 ³ / Ti	3,4	4,6	5,0	4,7	3,6	7,1	5,2	4,9	9,6	2,6		
Mo. 100 / Cr	3,06	9,75	16,8	8,9	29,1	75,5	97	23,0		13,0		
Zr. 100 / Ti	1,02	0,76	0,67	0,86	1,13	0,76	1,25	0,62	0,75	0,57		
Zn. 10 / Ni	0,61	0,73	0,98	0,98	0,70	1,30	0,90	1,25	1,12	0,61		
Pb / Zn	1,0	2,1	4,0	3,0	7,8	13,0	10,8	14,2	(20)	3,9		
Ga / Zn	0,16	0,22	0,22	0,31	0,24	0,37	0,30	0,34	0,33	0,24		
K / Na	0,43	0,76	0,79	0,66	0,77	0,94	0,91	0,89	0,89	0,54		
K / Rb	532	516	416	328	346	357	313	291	299	495		
MgO / Li	6100	3736	2934	1971	1934	1036	1007	906	567	5070		

Примечание: обозначения выборок те же, что и в таблице 5.

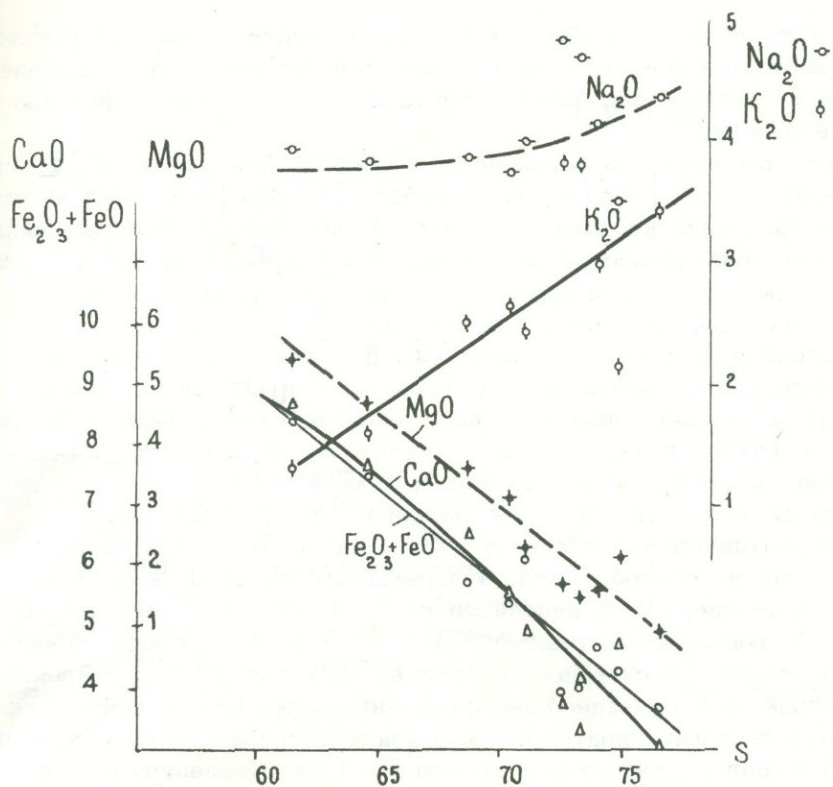


Рис. 6. Изменение породообразующих окислов с ростом кремнекислотности лав.

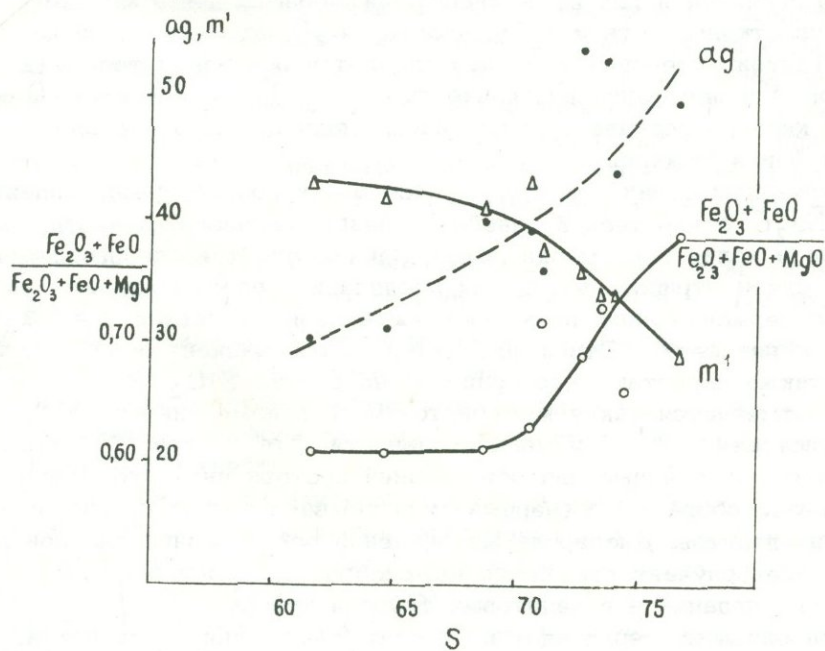


Рис. 7. Характер изменения аглаитности (ag), железистости (f') и магнезиальности (m') с ростом кислотности лав.

рассматриваемого ряда ложится в поле, ограниченное линиями Лассен-Пик и Иеллоустон-парк, и только незначительная их часть (принадлежащая двупироксеновым андезито-базальтам) попадает в пространство Пеле - Лассен-пик.

Значительная крутизна вариационной линии по плоскости ASB свидетельствует об очень медленном и небольшом повышении щелочности по мере возрастания кислотности пород. Максимальная щелочность характерна для гиалодацитов и дацитовых туфов и туфолов. Левый наклон некоторых векторов свидетельствует о том, что среди вулканитов присутствуют разности, пересыщенные алюминием.

Вариационная кривая на проекции CSB имеет вид очень крутой почти прямой линии, несколько повернутой к оси SB в ее верхней части, что отражает медленное и весьма небольшое уменьшение роли кальция в плагиоклазовой части пород с ростом их кислотности, а общий сравнительно крутой наклон векторов в нижней части диаграммы является следствием постоянного преобладания Na_2O над K_2O .

Рои фигуративных точек амфиболовых андезито-дацитов на векторной диаграмме не обособляются, а перекрываются областями распространения кварц-содержащих андезитов и двупироксеновых андезито-базальтов, т.е. роговообманковые породы не выделяются среди пироксеновых разностей, что отражает тождество их химических составов.

На диаграмме 5 приведено распределение пороодообразующих окислов для последовательных продуктов извержения в сравнении со средними составами базальта, андезита и дацита Р. Дэли. Исследуемые породы, как видно, образуют плавную переходную серию по $SiO_2, [Fe_2O_3 + FeO]$

MgO, CaO ограниченную составами базальта и дацита. При этом отчетливо выделяется и ряд их особенностей: повышенная глиноземистость и известковистость и обедненность K_2O крайних основных членов ряда (двупироксеновых андезито-базальтов основания толщи и вершинной зоны) и повышенная щелочность по Na_2O и особенно K_2O образований кислого состава - экстрезивных гиалодацитов и особенно дацитовых туфов и туфолов.

Все вулканиты серии характеризуются почти постоянными концентрациями Na_2O очень тесной линейной связью магнезии, извести, окислов железа и калия с кремнекислотой, причем для трех первых компонент знак связи отрицательный, для последней - положительный (рис. 6). Градиент содержаний лишь несколько более резко меняется для Na_2O у кислого конца серии. Отношение $K:Na$ и коэффициент агпаитности (ag) также нарастают пропорционально росту SiO_2 . К сожалению, не отмечается такая же монотонность в изменении коэффициентов железистости f' и магнезиальности m' (рис. 7). Эти величины, почти постоянные для образований состава андезито-базальт-андезит, резко возрастают (первый) или убывают (второй) для андезито-дацитов-дацитов. Дисперсия же значений вокруг линии главной тенденции во всех случаях значительно усиливается у более кислых производных (гиалодацитов и дацитовых туфов и туфолов).

То есть развитие серии идет в сторону увеличения кислотности, щелочности, железистости последовательных продуктов извержения, в общем хорошо соответствуя изменению среднего состава дифференци-

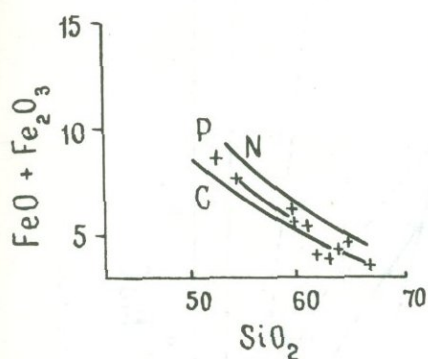


Рис. 8. Изменение состава лав, приводящее к расплавам, обогащенным кремнеземом, по Е. Ф. Осборну. N — средний состав по Ноккольдсу, P — лавы Парикутин, C — серия Каскад, крестиками даны андезито-базальт-дацитовые образования западной зоны Армении.

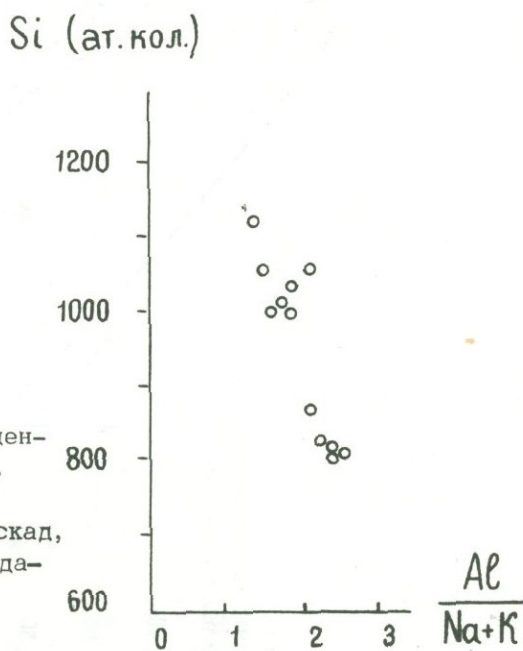


Рис. 9

тов по Ноккольдсу (рис. 8) и развитию известково-щелочных серий, приближаясь к линии лав Парикутин и Каскад, по Е. Ф. Осборну (E. F. Osborn, 1959) в условиях постоянного или возрастающего давления кислорода.

Рассчитанные индексы кристаллизации Полдерваарта и Паркера CI и дифференциации Торнтон и Таттла DI плавно постепенно изменяются (первый уменьшается, второй увеличивается). При этом наблюдается относительная устойчивость показателей для пород определенного состава (табл. 4) и некоторый скачок в изменении параметров при сохранении общей направленности на границе андезито-базальт — андезит — андезито-дацит.

Отмечавшийся уже неоднократно разрыв в изменении химизма наиболее явно проступает на диаграмме $Si - [Al : (Na + K)]$ (рис. 9), где базальт — андезито-базальтовые и андезито-дацит — дацитовые разности образуют два разобщенных облака.

Ряд четких закономерностей выявляется и при исследовании поведения элементов-примесей на фоне изменения общего химизма вулканитов Кечутского хребта.

Элементы-примеси для удобства рассмотрения сведены в группы на основании их геохимических ассоциаций в породообразующих минералах и исходя из совокупности геохимических факторов (размер иона, валентность, тип связи):

группа F — Mn, Cr, Ni, Co, V — железо-магнезиальные элементы, двух- и трехвалентные, с координационным числом 6 (здесь же удобно рассматривать и Ti).

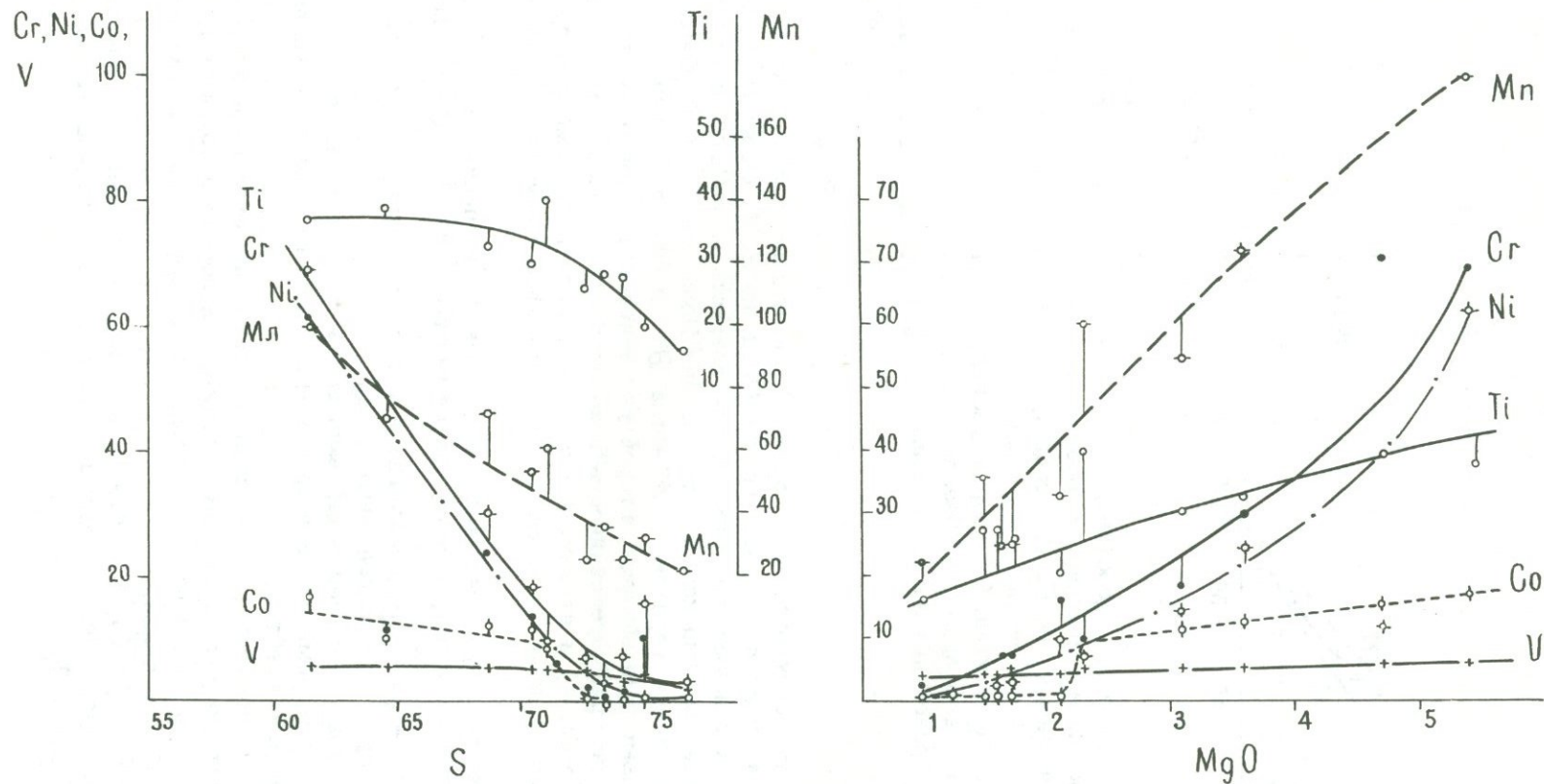


Рис. 10. Диаграммы поведения элементов-примесей группы F в зависимости от изменения кислотности и магнезиальности лав.

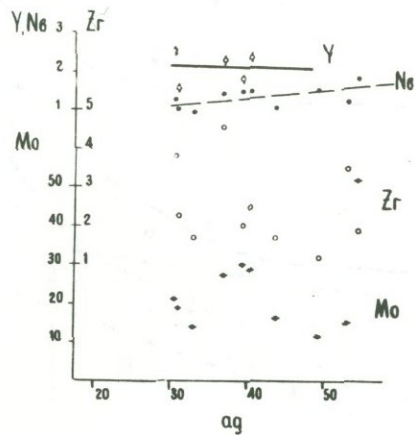
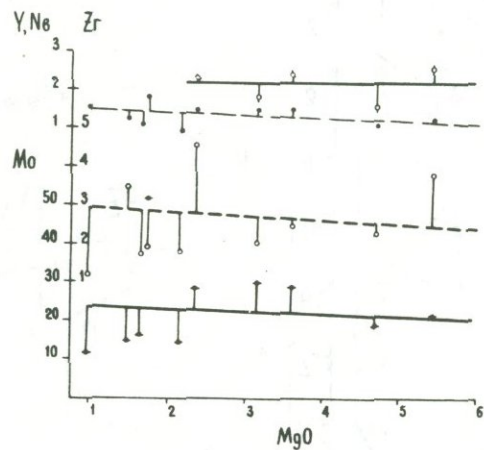
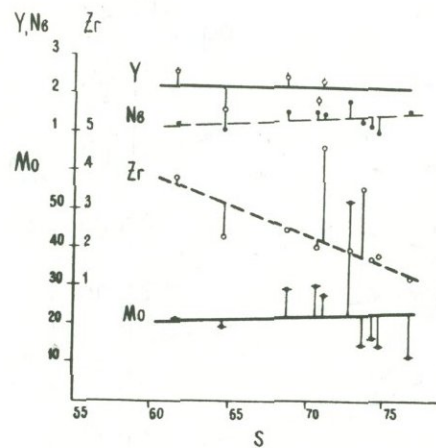


Рис. 11. Диаграммы поведения элементов-примесей группы R в зависимости от изменения кислотности и магнезиальности лав.

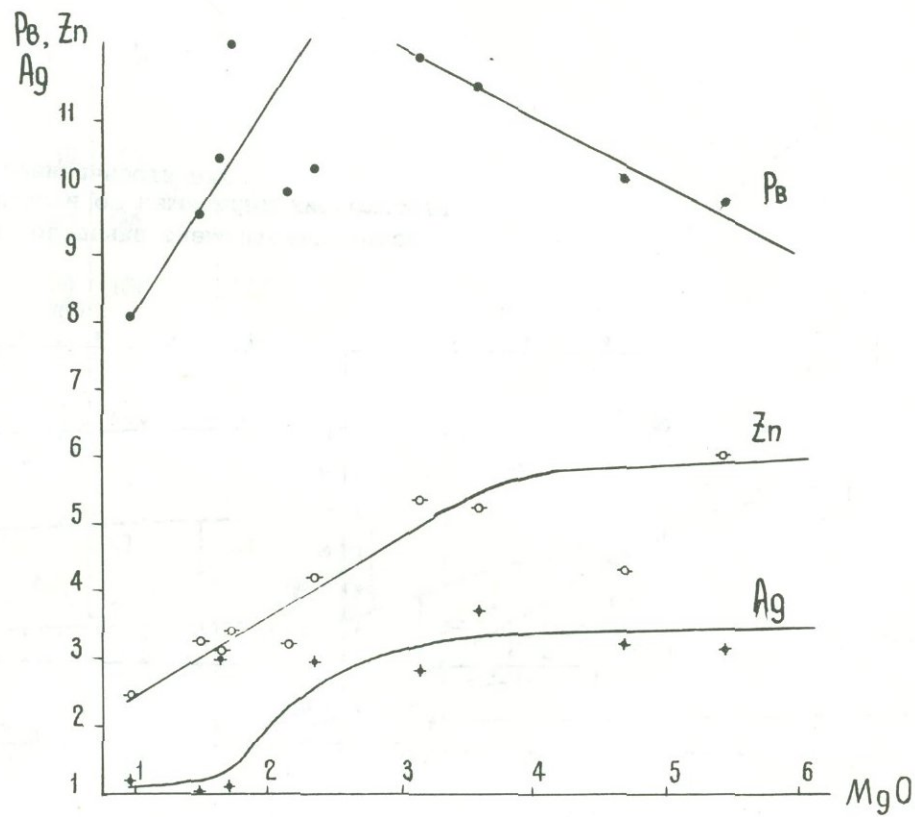
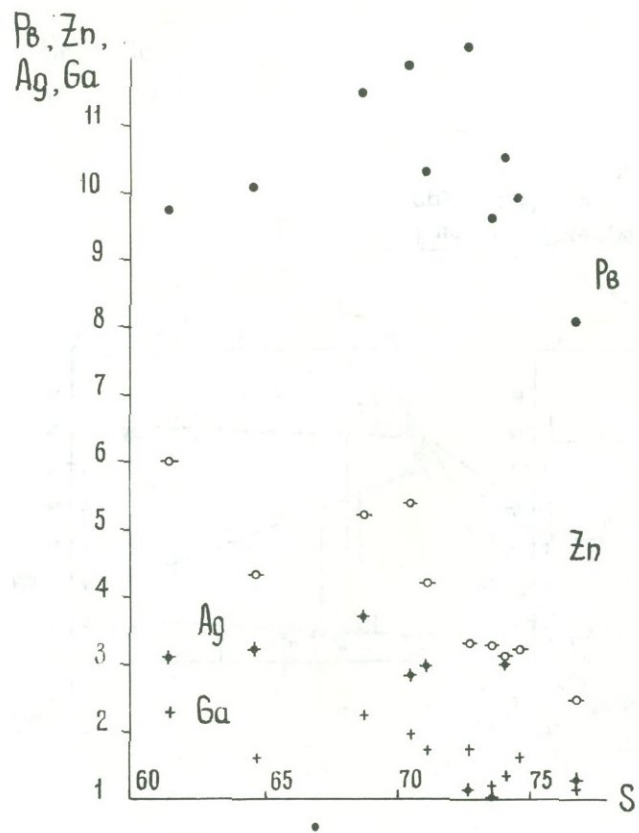


Рис. 12

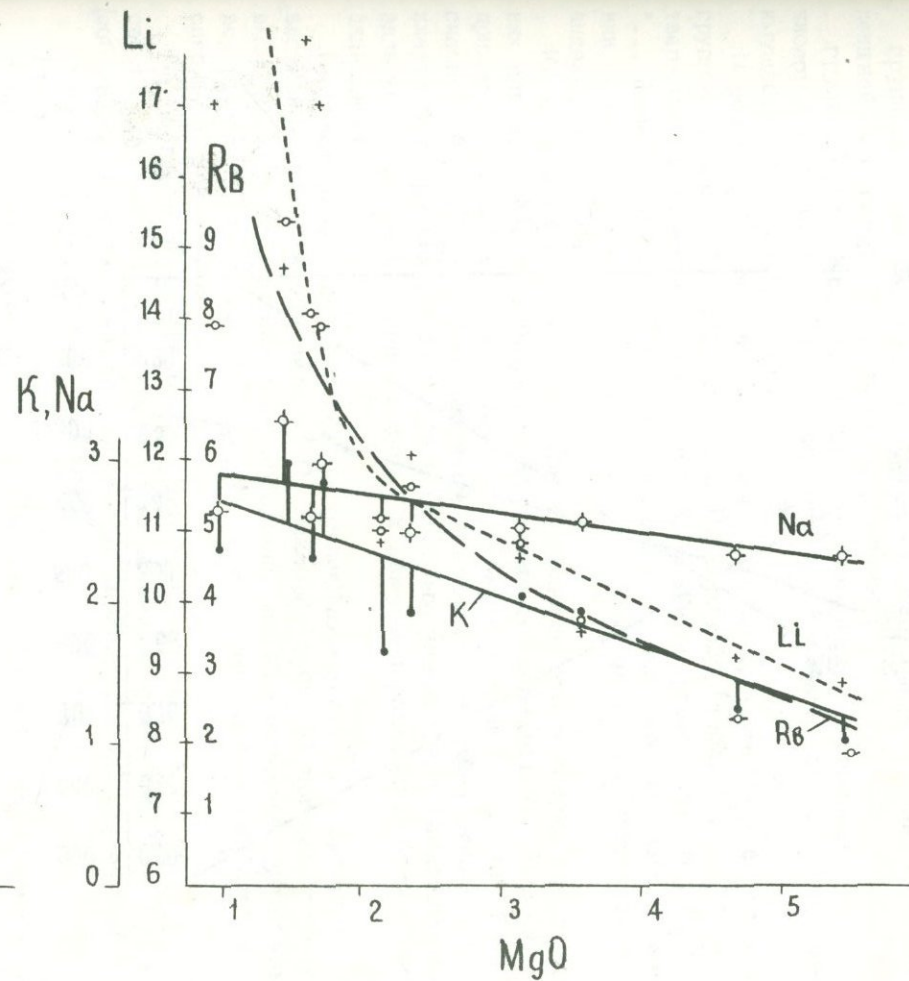
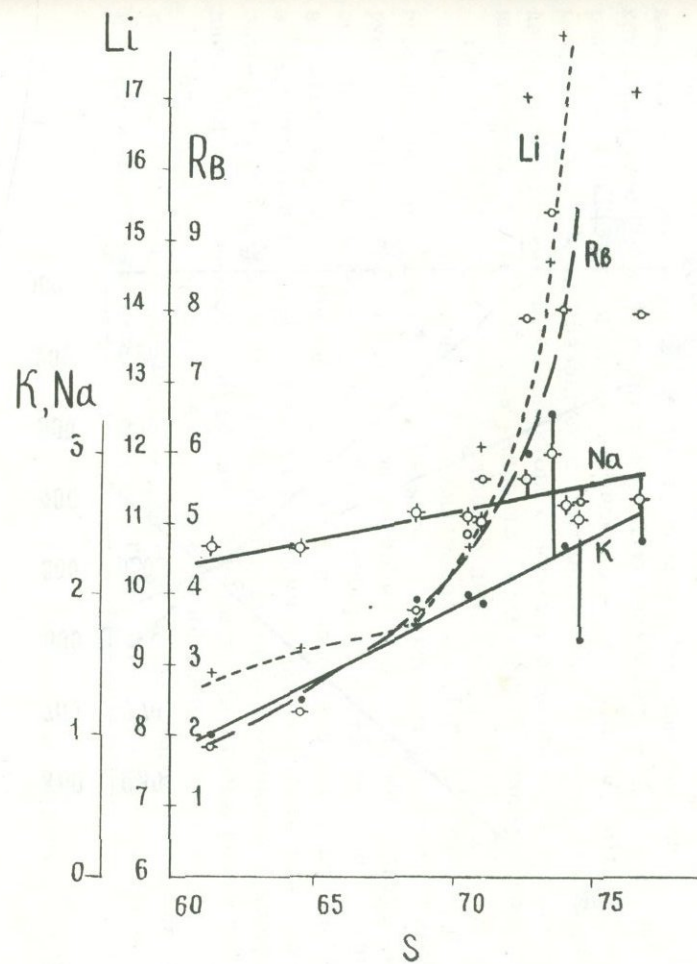


Рис. 13

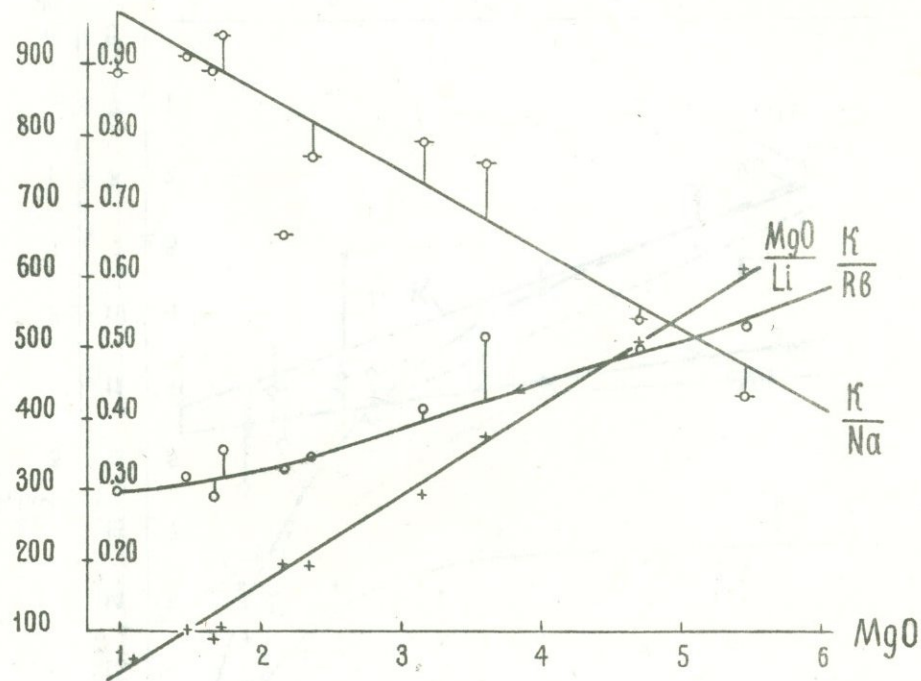
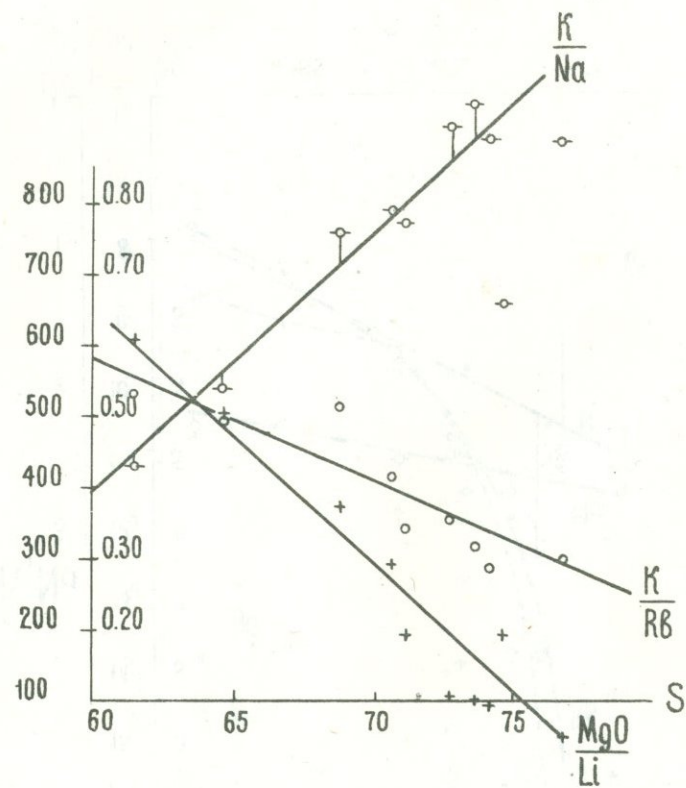


Рис. 14

группа R — Mo, Zr, Y, Nb — катионы с большим радиусом и зарядом;

группа C — Pb, Zn, Ag и Ca — халькофильные элементы с тенденцией к образованию ковалентных связей;

группа A — K, Rb, Na и Li — элементы с координационным числом 8–12, по отношению к кислороду в силикатах образующие преимущественно ионные связи.

Породы кечутской свиты обеднены, в общем, примесями фемической группы относительно кларков А. П. Виноградова (табл. 5), что подтверждает сделанный в свое время А. С. Гинзбергом вывод о том, что "... имея некоторое сходство с базальтами, андезито-базальты Армении по своим химическим особенностям очень часто приближаются к андезитам" (1938).

Концентрации редких элементов колеблются около кларка для средних пород, а Mo содержится в надкларковых количествах. Элементы-примеси группы C, в общем, угнетены, в меньшей степени Rb сильнее Ag. Количества щелочных элементов понижены относительно кларка для средних пород в более основных членах ряда (андезито-базальты-андезиты) и приближаются к нему в породах андезито-дацит-дацитового состава.

По сравнению с распределением элементов-примесей в среднем известково-щелочном андезите С. Р. Тейлора (табл. 5) породы исследуемой ассоциации в целом также обеднены железо-магнезиальными компонентами и обогащены K, Rb, Pb, Mo, что следует считать их специфической чертой.

На диаграммах 10–14 рассматривается поведение элементов-примесей по группам в зависимости от изменения кислотности $f(S)$, (собственно, это эквивалент диаграммы Харкера), магнезиальности $f(MgO)$, щелочности $f(alk)$.
Группа F.

В общем концентрации всех элементов этой группы монотонно убывают с нарастанием кислотности, причем это уменьшение идет более круто для элементов высоких температур плавления — Cr и Ni родственных магнию, и менее интенсивно — для Co, V, Mn геохимически более тесно связанных с двухвалентным железом. При переходе от андезито-базальт-андезитовых пород к андезито-дацит-дацитовым наблюдается изменение градиента (искривление линии тренда) для Cr, Ni, Co и особенно явно для Ti.

Относительно изменения магнезии поведение Cr, Ni, Mn, V, когерентно, а для Co и Ti переход к дацитовым разностям фиксируется скачкообразно, причем концентрации Co падают практически до порога чувствительности, а Ti наоборот, возрастает до появления экстремума на кривой. Отмечается и резкое падение содержаний элементов этой группы при почти постоянной железистости для андезито-базальт-андезитовых членов ряда и пологое изменение концентраций с ростом железистости для андезито-дацит-дацитовых разностей.

Дисперсии же распределения концентраций возрастают к верхам разреза, как следует из табл. 5, для всех исследуемых элементов, но в максимальной степени снова для Cr и Ni. В этом же направле-

нии происходит и изменение статистического характера функции распределения.

Направленная дифференциация вещества отчетливо прослеживается и по соотношениям химических элементов рассматриваемой группы (табл. в направлении от основания к верхним частям разреза, что связывается с исчезновением оливина (основного концентратора Cr и Ni) увеличением содержания плагиоклаза, появлением роговой обманки. Весьма характерным при этом является соотношение $\text{Cr}:\text{Ni}:\text{Co}$. Отношения Ti/Mn , $\text{Cr}/\text{Al}_2\text{O}_3$ интерпретируемые часто как "индикаторы глубинности" формирования изверженных пород, закономерно меняются согласно изменению химизма и последовательности извержения рассматриваемых вулканитов: первый прямо связан с ростом S и обратно — с ростом MgO , второй — наоборот.

Группа R . В отличие от элементов группы железа-магния, редкие элементы варьируют значительно слабее (что, возможно, определяется не всегда достаточной чувствительностью анализа). Слабо отмечается лишь некоторая тенденция к снижению их концентраций с ростом

MgO и возрастанию с увеличением щелочности. Повышение кислотности вулканитов в последовательности их извержения (15% между крайними членами ряда) не сказывается на изменении уровня концентраций редких элементов, хотя именно они обычно концентрируются при процессах фракционной кристаллизации. Эта "некогерентность" элементов-примесей группы R также является характерной особенностью рассматриваемых образований.

Группа C . Резко выраженной зависимости от кислотности, магнезиальности, щелочности химические элементы рассматриваемой группы не обнаруживают. Однако, во всех случаях отмечается изменение поведения линий тренда при переходе к разностям дацитового состава.

Коэффициенты пропорциональности, Pb/Zn монотонно увеличиваются согласно росту щелочности, Zn/Mn возрастает когерентно SiO_2 но снова с усилением градиента на дацитовых разностях, Zn/Ni особенно резко меняется при переходе от андезито-базальт-андезитовых к андезито-дацит-дацитовым разностям (1-4 против 8-20), поскольку в ходе магматической эволюции захватывается сильнее.

Группа A . Изменение содержаний K и Na происходит линейно, прямо пропорционально росту кислотности и обратно пропорционально магнезиальности, для Rb же и особенно Li градиент концентраций возрастает в дацитовых разностях. K/Rb — отношение линейно уменьшается с ростом кислотности, функции Ноккольдса и уменьшением MgO в общем оставаясь в начальных членах ряда несколько выше среднего значения для изверженных пород по Аренсу, а в более кислых — приближаясь к нему. Mg/Li отношение ведет себя аналогично.

Сопоставление и обобщение всех приведенных данных позволяет выделить основные характерные черты генетически связанной серии вулканитов андезито-базальт-дацитового ряда в пределах Кечутского хребта.

1. Вулканиты андезито-базальт-дацитовой ассоциации западной зоны Армении образуют петрографически когерентную серию, по составу варьирующую от двупироксеновых андезито-базальтов с оливином до дацитов с широким развитием переходных разностей.

2. Петрохимически известково-щелочной характер серии, в соответствии с показателями Пикока, Куно, Ритмана, Заварицкого.

3. Существование направленной эволюции состава продуктов последовательных извержений и ясно выраженный гомодромный ее характер, следствием чего является: а) линейность петрохимических трендов щелочности $/K_2O, Na_2O, ag/$, суммы окислов железа, извести, магнезии в ряду возрастающей кислотности; б) узкие колебания коэффициента Стейнера, линейное убывание индекса затвердевания Куно, индекса кристаллизации CJ и возрастание индекса дифференциации DJ , отсутствие направленности в изменении индекса Ритмана; в) монотонное убывание отношений $K/Rb, Mg/Li$ и изменение соотношений Cr, Ni, Co (от $Cr > Ni > Co$ в начальных до $Cr < Ni < Co$ в конечных производных).

4. Обоedнение элементами-примесями фемической группы и обогащение "коровыми элементами" $/K, Rb, Pb, Mo$ по отношению к среднему известково-щелочному андезиту Тейлора.

5. Отсутствие заметного концентрирования редких элементов-примесей $/Zr, Nb, Mo, Y/$ несмотря на значительное увеличение SiO_2 (15%) в последовательных порциях излияния.

6. Нелинейность изменения градиента концентраций некоторых примесных элементов и их соотношений, а также железистости и магнезиальности пород в ряду андезито-базальт-андезито-дацит-дацит.

7. Данные для главных петрогенных и примесных химических элементов в образованиях андезит-дацитового и дацитового составов при нанесении на диаграммы $f(S), f(MgO), f(ag)$ как правило, показывают значительный разброс, обнаруживая часто существенные разрывы в составах (особенно по соотношению $Al/Na + K$

ЛИТЕРАТУРА

- Гинзберг А. С. Петрография республики Армения. Петрография СССР, сер. 1, вып. 2, Изд. АН СССР, 1938.
- Жуков Н. Н., Дядюра В. А. Комплексный статистический анализ геолого-геофизической информации. Тр. II Сибир. совещ. по прим. матем. методов и ЭВМ в геологии. Новосибирск, 1967.
- Милановский Е. Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Известия АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.
- Милановский Е. Е. Новейший вулканизм и его место в структуре и истории альпийской геосинклинальной области юга СССР. Советская геология, № 4, 1960.
- Набоко С. И. Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки. Сб. "Петрохимические особенности молодого вулканизма". Изд. АН СССР, 1963.
- Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1958.
- Тейлор С. Р. Геохимия андезитов. Сб. "Распространенность элементов в земной коре". Изд. "Мир", 1972.
- Харазян Э. Х. Новейшие вулканические образования верховьев бас-

сейна р. Ахурян. Известия АН Арм. ССР, Науки о земле, № 5, 1968.

Ширинян К. Г. Петрохимические особенности молодого вулканизма Армении. Сб. "Петрохимические особенности молодого вулканизма". Изд. АН СССР. 1963.

Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization of basaltic magmas. Amer. J. Sci. v. 257, N 9, 1959.

К. Г. Ширинян

СИСТЕМАТИКА, ФЕНОМЕНОЛОГИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ И МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОВ ПОЗДНЕОРОГЕННОГО (ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНОГО) ЭТАПА ВУЛКАНИЗМА АРМЕНИИ.

Центры позднеорогенной (верхнеплиоцен-четвертичной) вулканической деятельности Армении находятся в исключительно хорошей сохранности, почти не изменили первоначальные особенности строения и как указывал в свое время А. Н. Заварицкий (1944) они так свежи и близки к современным, что позволяют с большой точностью восстановить картину недавних вулканических и вызвавших их геологических процессов.

Одна из первых попыток привести в систему разнообразные типы вулканических извержений принадлежит Ф. Ю. Левинсону-Лессингу (1928), согласно которому генетические и морфогенетические элементы вулканизма, в пределах Армянского вулканического нагорья, сводятся к следующим типам: 1) массовые вулканические излияния или лавовые поля представляющие трещинные извержения, 2) настоящие полигенные вулканы с центральным кратером, 3) моногенные экструзивные конусы без потоков, 4) паразитические шлаковые конусы.

Как первая попытка классификации вулканов, систематика, предложенная Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом представляет несомненный интерес, хотя вполне естественно, что она на уровне изученности вулканизма тех времен не могла отражать всю морфогенетическую гамму вулканов Армении.

Главная ошибка Ф. Ю. Левинсона-Лессинга заключалась в представлении о паразитической природе "возникшими на лавовых потоках" вторичных конусов. Как мы увидим ниже шлаковые конусы являются первичными моногенными вулканами, к тому же центрами излияния обширных лавовых потоков.

Вопросы систематики вулканических форм Армении рассматривались и А. Н. Заварицким (1944, 1946), согласно которому разнообразные формы вулканических извержений состоят из тройкого рода слагающих элементов: лавовых излияний, туфовых покровов и вулканических конусов. Нетрудно видеть, что в предложенной систематике отсутствует

единый принцип классификации. Кроме того она не раскрывает всю картину новейшего вулканизма Армении, как по феноменологическим признакам, так и по другим особенностям извержений.

Бесспорная и большая заслуга А. Н. Заварицкого в изучении новейших вулканических форм заключается в том, что им впервые проведена аналогия между шлаковыми конусами Армении, сложенными шлаками, лапилли и отчасти более мелким пеплом с типом Пюи — небольшими шлаковыми конусами в Оверни (Франция).

По мнению Заварицкого стромболианский тип извержений является наиболее распространенным в Армении.

А. Н. Заварицкий впервые указал на ареальный характер вулканизма Армении, раскрыл некоторые механические условия ареальных проявлений, рассмотрел вопросы соотношения ареального вулканизма с центральным — полигенным вулканизмом.

В исследованиях феноменологического порядка заслугой А. Н. Заварицкого является установление аналогии между отложениями из раскаленных туч Катмаи и туфовыми покровами Армении.

В этом отношении работа "Игнимбриты Армении" А. Н. Заварицкого (1947) сыграла большую роль не только для изучения туфов и туфолав Армении, но и аналогичных образований на всей территории Советского Союза.

В последние 10—15 лет проводятся систематические изучения строения и вещественного состава вулканических центров по всей территории Советской Армении. К настоящему времени отделом вулканологии ИГН АН Арм. ССР закартировано и изучено более чем 350 вулканических аппаратов центрального типа, собран большой материал по линейным (трещинным) извержениям, в связи с чем, представления о морфогенетических типах вулканических центров значительно дополнены, уточнены и пересмотрены (Ширинян, 1962, 1970, Карапетян К., 1962, 1963, 1973, Карапетян С., 1966, 1972, Харазян, 1970).

Предлагаемая нами систематика вулканических центров является обобщением всех проведенных по сей день исследований с дополнениями и уточнениями, основанных на личных наблюдениях за последние несколько лет работы.

Разнообразие типов вулканических извержений Армении довольно велико и по ряду причин не всегда полностью познаваемо, в связи с этим задача строгой систематики всех типов вулканических извержений является не из легких и вполне понятно, что некоторые элементы условности в этом вопросе полностью не могут быть исключены.

Нам представляется, что классификация вулканических центров должна быть основана на их тектогенезе с учетом морфоструктурных особенностей строения центров активности, состава и взаимоотношения слагающих их вулканитов. Такой подход к систематике вулканических извержений дает возможность восстановить не только геологические и тектонические условия вулканических извержений, но и некоторые физико-химические особенности магматических расплавов и геодинамические условия извержений в каждом интересующем нас цикле или акте извержений.

Вулканические извержения плио-плейстоцена Армении по морфоген-

незу магмоподводящего канала подразделяются на два главных типа — линейные или трещинные и центральные или жерловые извержения (Ширинян, 1962, 1970).

Линейные — трещинные извержения представлены широко и в большом феноменологическом разнообразии — начиная от длительных эффузивных излияний и кончая кратковременными эксплозиями большой силы. Наблюдаются и значительные вариации в химизме вулканитов, представляющими трещинные извержения, начиная от базальтов до липаритов включительно.

Морфогенетический анализ трещинных или линейных вулканов дает нам основание говорить об их связи с двумя различными категориями нарушений — со сквозькоровыми разрывными нарушениями регионально-го типа и с локальными внутрикоровыми разрывными нарушениями.

Вулканизм сквозькоровых разрывных нарушений. Сквозькоровые разрывные нарушения являются прямыми магмоподводящими каналами очагов, расположенными в верхней мантии. Приурочены они к отдельным блоковым структурам и протягиваются на многие десятки километров.

Разрывные нарушения этого типа и связанный с ним вулканизм имеют место в начале орогенного цикла, т. е. в условиях еще достаточной жесткости земной коры. Состав вулканитов исключительно базальтовый. О связи извержений с очагами в верхней мантии свидетельствуют огромные объемы недифференцированных щелочно-оливиновых базальтов. Структура лав долеритовая, что свидетельствует о высокой температуре излившихся расплавов. Связь с очагами верхней мантии обуславливает и относительное постоянство состава лав от начала вулканического цикла до полного его завершения.

Эксплозивная активность не характерна. Огромные объемы базальтовых эффузий слагают обширные покровы, покрывающие несколько сот квадратных километров площади и достигающие до 300 — 350 м мощности.

Вулканизм этого типа известен в зоне Транскавказского поперечного поднятия и в пограничной с ней области — Гегамского вулканического нагорья.

Вулканизм, контролируемый коровыми разрывными нарушениями локального типа, представлен в большом феноменологическом разнообразии и пользуется значительным площадным распространением. Это одна из форм проявлений ареального вулканизма на территории Армении.

Линейные извержения этого типа, в отличие от сквозькоровых извержений, представлены ассоциацией разноориентированных трещин, относительно небольшой протяженности, пространственное размещение и параметры которых контролируются эндогенными тектоническими факторами верхних ярусов земной коры. Не исключено, что на пликативные и дизъюнктивные нарушения тектонического порядка накладывались и разрывные нарушения, возникшие в связи с избыточным давлением восходящих магматических масс.

Очаги, контролирующие вулканизм этого типа представлены как первичными коровыми образованиями, возникшими при палингенном плавлении материала коры, так и промежуточными (периферическими) очагами, образовавшимися на пути подъема первичных мантийных расплавов.

Отмеченная генетическая связь обуславливает большую вариацию состава вулканитов, механизма извержений.

В феноменологическом отношении устанавливаются все переходы от обычных эффузивных извержений к бурным эксплозивным проявлениям самого разного типа.

Спецификой и одной из главных особенностей вулканизма этого типа являются линейно-ареальные извержения игнимбритов и игниспумитов (Ширинян, 1957, 1971), пользующиеся в Армении большой представительностью.

В составе продуктов преобладают вулканиты среднекислого (андезито-базальт - дацитового) состава.

Феноменологические особенности вулканизма во многом обусловлены составом магматических расплавов: с андезит-дацитовой ассоциацией вулканитов связана эффузивно-экструзивная и эксплозивная активность. Характерны агломератовые потоки и эксплозии лавы, образующие промышленные скопления. Продукты риолит-дацитовой ассоциации вулканитов выражены в фациях лавобрекчии и агломератовых потоков перлит-обсидиана.

Расплавы умеренной кислотности (базальт-андезитовый) имели подчиненное значение и проявлялись, в основном, в эффузивной активности.

Вулканизм центральных извержений пользуется большим распространением и представлен более чем 350 идеально сохранившимися центрами активности.

Наряду с простой - моногенной формой активности констатируется и сложная полигенная активность.

Для полигенных вулканов характерно наложение продуктов многочисленных извержений, отдельные циклы которых разделены друг от друга продолжительными перерывами покоя. Спецификой их является также большая морфологическая емкость, усложненная частыми реконструкциями формы и плана строения вулканической постройки.

В позднеорогенном вулканическом цикле Армянской ССР роль центрального полигенного вулканизма по сравнению с центральной моногенной вулканической активностью довольно ограничена. Принимая во внимание имеющийся систематический обзор сложных вулканов (Ритман, 1964) мы выделяем в Армении полигенные вулканы с нормальной или гомодромной, повторяющейся и обратной или антидромной последовательностью эволюции.

Представителем первого типа сложных вулканов является вулкан Араилер, детально изученный Л. Г. Кваша (1953).

Араилер расположен в юго-восточной части Арагацской вулкано-структурной зоны. Диаметр основания вулкана на высоте около 1900 м равен 9 км, относительная высота корпуса вулкана, представленного в виде неправильного конуса с усеченной вершиной, около 650 м.

Состав пород вулкана в разрезе времени меняется в следующей эволюционной последовательности: андезито-базальт-андезит-андезито-дацит, дацит-липарито-дацит (нормальная последовательность).

Центральная часть вулкана представлена жерловиной, сложенной из лаво-агломератовых образований андезито-базальтового состава. Мощность лаво-агломератовой толщи составляет около 400 м и сложена

она из чередующихся слоев лавы, шлакового агломерата и лавобрекчий. Слои залегают периклинально, имеют мощность до 5 м и рассечены радиально расположенными дайками. В северной половине вершинной части к лаво-агломератовой толще примыкают, залегая на ней, вулканические брекчий — шлаковые агломераты более кислого андезитового состава. Они облекают несколько эксцентрическую лаво-агломератовую толщу в виде полукольца. Наивысший участок вершинного вала сложен дацитами (Кваша, 1953).

Типичным представителем вулканов с повторяющейся последовательностью эволюции является Арагац.

Вулкан Арагац наиболее крупный и сложный по своему строению полигенный вулкан Армении. Как и вулкан Араилер расположен в пределах Транскавказского поперечного поднятия. Неоднократно повторявшаяся активность вулкана охватывает большой интервал геологического времени — от верхнего плиоцена до верхнечетвертичного времени включительно.

На Арагаце констатированы четыре последовательно повторявшиеся цикла вулканизма с нормальной последовательностью эволюции от андезито-базальтов до дацитов включительно. Говоря о строении вулкана Арагац нельзя не отметить ее исключительную сложность. В целом это полиосевая вулканическая постройка, где наряду с большим вершинным кратером намечаются и другие самостоятельные центры. В связи с имевшими место латеральными перемещениями канала видимо неоднократно менялся и план строения вулкана.

Морфология сохранившейся в настоящее время вулканической постройки Арагаца имеет форму плоско-выпуклого щитовидного массива площадью 3000 км², окружность основания горы около 200 км, относительное превышение над Араратской равниной составляет 3000 м.

Четырехглавая вершина горы Арагац представляет расчлененную эрозией остатки крупного стратовулкана. Хорошо выражен кратер, который ныне представлен огромной эрозионной кальдерой глубиной 350-400 м при диаметре 4 км. Стенки кальдеры сложены из чередующихся с рыхлым обломочным материалом лавовых потоков.

Завершающаяся — фумарольная стадия деятельности вулкана Арагац выражена сернистой и углекислой активностью. Об этом свидетельствует постэруптивный метаморфизм пород кратерной области вулканической постройки выраженный новообразованиями самородной серы, различных окислов (опал, халцедон, гиалит, гематит, магнетит, лимонит), сульфидов (пирит), карбонатами (кальцит, сидерит) безводными сульфатами (алунит).

От эрозионной кальдеры Арагаца радиально расходятся реки Амберд, Гехарот, Манташ, Архашен, которые в средних и нижних склонах горы текут по глубоким трогообразным каньонам. В некоторых из них известны углекислые термальные источники, происхождение которых объясняют термальным воздействием корней эффузии на карбонатные породы мелового возраста.

Отсутствие полной идентичности разрезов вулканических пород, на отходящих от вершины Арагаца высоких хребтах, могут служить указанием как на неоднократное перемещение главного канала извержений,

так и на многочисленные боковые прорывы магмы по радиальным разломам в виде самостоятельных вулканов, продукты которых попеременно переслаиваются с вулканитами, связанными с активностью главного центра. Особенности современной морфологии Арагаца во многом обусловлены активностью многих десятков латеральных вулканических центров, сохранившихся в виде разбросанных от вершины до основания многочисленных шлаковых конусов от которых берут начало продолжительные лавовые потоки.

Немаловажное значение в строении вулканического массива Арагац имеет и игнимбритовый вулканизм, который однако не имеет прямой связи с деятельностью его вершинного — центрального кратера и скорее всего представляет трещинные извержения, фиксируемые ныне не только на склоне вулканического массива, но и за его пределами (Ширинян, 1957, 1961).

Следует указать, что роль трещинных извержений в строении сложного вулканического массива очень велика.

Многие из них имели место по разломам, представленные в настоящее время, углубленными и расширенными эрозией каньонами. Главным из них, вероятно, является разлом Манташ-Амберд (Личков, 1931, Бальян, 1949, Габриелян, 1959). Этот разлом прослеживается в юго-восточном направлении и соединяется с глубинным разломом направления сс. Енгиджа, Агамзалу, Арарат.

Таким образом, Арагац является вулканическим шитовидным массивом весьма сложного строения, цельность которого, при самостоятельности латеральных вулканических центров, определяется их связью и жизнью единого крупного магматического очага.

Таким образом, форма и строение вулканической постройки Арагаца отражают собою геодинамические условия активности очага, начиная от его зарождения, становления, эволюции и кончая механизмом подъема магматического расплава к месту извержения.

К числу полигенных вулканов с повторяющейся последовательностью эволюции состава вулканитов относится и вулкан Ишхансар (3551,5).

Ишхансар расположен в зоне Мисхано-Зангезурского антиклинория (Восточная зона вулканизма; Ширинян, 1973). Это второй после Арагаца крупный вулканический массив Армении.

Ишхансар слоистый лавовый вулкан с умеренной эксплозивной активностью. Более чем 2-х км. толща вулканитов, из которых сложена вулканическая постройка Ишхансара, состоит из сотен потоков базальта-андезито-базальта-андезита. Причем состав потоков меняется без определенного ритма. На одной из вершин вулканической постройки (Малый Ишхансар — 3455,8) известны и локальные трещинные выжимки дацитовой лавы в очень ограниченном объеме.

Узкий диапазон эволюции магматического расплава ишхансарского очага указывает на ограниченность процессов дифференциации и тем более ассимиляции. О последнем возможно свидетельствует и отсутствие гиперстеновых серий лав широко представленных на Арагаце.

Образование незначительных объемов кислой магмы возможно указывает на процессы контаминации, проникшей в верхние ярусы земной коры, магматического расплава.

Вулканы с обратной последовательностью эволюции выделяются нами условно. Дело в том, что в Армении имеется ряд вулканических центров, нижняя часть которых сложена кислыми вулканитами, а верхняя основными. Таково строение полигенных вулканических конусов описанных Э. Х. Харазяном (1970) на Кечутском вулканическом нагорье. К ним относятся вулканы Кечут, Ампасар, Егнасар. Начальные излияния, слагающие нижние ярусы вулканов, представлены эффузиями андезито-дацит-дацитовых лавы. Последующая активность отмечена возникновением на нижних — моногенных лавовых вулканах шлаково-лавовых — андезито-базальт — андезитовых конусов.

Отмечаются некоторые изменения в плане строения вулканов, обусловленные как изменением кислотности, следовательно и вязкости лавы, а также некоторыми перемещениями выводного канала вулканов при образовании верхнего яруса вулканитов (Харазян, 1970).

Таким образом, вулканы Кечут, Ампасар, Егнасар являются двух-ярусными, причем каждый ярус является самостоятельной морфоструктурной единицей. Так например, по описанию Э. Х. Харазяна нижний ярус вулкана Кечут представлен куполовидным лавовым основанием, представленным крупнопорфировыми роговообманковыми андезито-базальтами мощностью 400 м, а верхний ярус — это эксплозивно-эффузивная надстройка, состоящая из центрального шлаково-лавового конуса и двух паразитических шлаковых конусов, расположенных на верхних склонах вулкана.

К числу двухярусных полигенных вулканов с антидромной последовательностью расположения вулканитов мы относим также вулканы Гутансар и Атис.

Указанные вулканы, по данным С. Г. Карапетяна (1972) и наших личных исследований, в нижнем ярусе сложены липарит — липарито-дацитовыми лавами, а в верхнем андезитами и андезито-базальтами. В этом отношении интересно строение Гутансара. Морфологически Гутансар довольно правильный конус с диаметром основания около 3 км, высотой 350—400 м, на вершине имеется кратерная воронка, открытая к югу. Диаметр кратера по гребню равняется 50 до 65 м (Карапетян С., 1966; 1972). Несмотря на кажущуюся простоту морфологической формы, вулкан имеет сложное строение. Основание вулкана сложено эксплозивным перлит-пемзовым пирокластическим материалом. Далее после непродолжительной эрозии происходили спокойные излияния липарит-обсидиановых лав. Следующий акт деятельности отмечен новым образованием перлит-пемзового материала. После длительной эрозии вулканических образований, возобновившаяся деятельность вулкана выразилась излиянием липарито-дацитовых лав.

Все вышеперечисленные вулканические образования слагают нижний ярус вулкана. Верхний ярус вулкана образуется после продолжительного перерыва, вследствие прорыва андезито-базальтовых и андезитовых вулканитов, как в виде лавовых потоков, так и шлаковых эксплозий (Карапетян С. Г., 1972).

Условность отнесения рассмотренных полигенных вулканов к группе с обратной последовательностью эволюции заключается в том, что породы нижнего и верхнего ярусов вулканов связаны с двумя поэтажно

расположенными и разорванными во времени самостоятельными магматическими очагами.

Это обстоятельство особенно наглядно вырисовывается на примере вулканов Атис и Гутансар. Достаточно напомнить, что на сегодня большинством исследователей принимается первично коровое происхождение липарито-дацитовый магмы как результат анатексиса гранито-метаморфического слоя земной коры (Ширинян, Карапетян, 1971, Карапетян - 1972).

Таким образом, речь идет и о полной генетической самостоятельности двух типов магм, а не о последовательной эволюции состава магматического расплава рассмотренной нами на примерах предшествующих типов полигенных вулканов.

Моногенная вулканическая активность пользуется в Армении наибольшей представительностью. Достаточно указать, что в каждой из вулканоструктурных подзон (Арагацской, Гегамской, Сюникской и других) сконцентрированы от нескольких десятков до 100 и более моногенных вулканических центров.

Обычно представления о моногенных вулканах обосновываются на древнейших определениях Штюбеля, согласно которому моногенные вулканы возникают в результате одного единственного, никогда не повторяющегося извержения, тогда, как полигенные вулканы образуются в результате наслаивания друг на друга продуктов многочисленных извержений (Ритман, 1964). С таким определением полностью согласиться нельзя, если учесть то обстоятельство, что наслаивание продуктов извержений является характерной особенностью строения также и большинства моногенных вулканов.

Известно, что многие моногенные вулканы Армении сложены из продуктов десятка или сотен следующих друг за другом непродолжительных вулканических эксплозий. Известны также небольшие моногенные вулканы с неоднократным чередованием эксплозивных продуктов с эффузивными (Карапетян К., 1962). Наслоения продуктов отдельных извержений обуславливают слоистое сложение вулканических центров.

В связи с изложенным, при разделении моногенных вулканов от полигенных надо отличать вулканические постройки, слоистое сложение которых обусловлено непрерывным чередованием отдельных актов извержений, иногда разделенными небольшими перерывами от слоистых вулканов, где отдельные стадии или циклы извержения разделены значительными перерывами.

Различный механизм извержений обуславливает постоянный состав продуктов вулканической активности в моногенных вулканах и наоборот, определенные вариации состава вулканитов различных стадий извержений в полигенных вулканах. Все это в конечном итоге определяется природой и продолжительностью активности магматических очагов. При моногенном вулканизме магматический очаг обычно вторичный или первично коровый (палингенный), образуется один единственный раз и после сравнительно непродолжительного существования остывает окончательно. При полигенном вулканизме активность магматического очага, имеющая мантийную или мантийно-коровую природу, длится довольно продолжительное время или возобновляется неоднократно.

Моногенные вулканические центры обычно представлены коническими возвышенностями небольших размеров. Известны вулканические постройки высотой не более чем 10-20 м и конусовидные горы высотой 350-400 м.

Среди небольших вулканических форм редко встречаются и конусы, образование которых обусловлено одной единственной эксплозией.

О продолжительности активности моногенных вулканов Армении можно судить по современным извержениям. Так, например, вулканическая гора Эльдфетель, высота которой составляет 220 м, образовалась на острове Хеймазей в Исландии в течении 5 месяцев извержений. На Камчатке вулканический конус Предсказанный достиг 400 м. высоты всего за два месяца.

Со многими моногенными вулканами Армении связаны лавовые излияния покрывающие десятки и сотни квадратных километров площади (Цахкасар, Воскетас, Армаган, Карахач, Далик, Шараилер, Карачингиль и другие). Протяженность отдельных потоков, превышает 30-40 км.

Принимая во внимание агрегатное состояние вулканитов, слагающих постройки моногенных вулканических центров, последние можно подразделить на лавовые, эксплозивные и на лавообломочные или эксплозивно-эффузивные типы.

Вкратце рассмотрим особенности строения и состава выделенных типов вулканических центров.

Лавовые вулканические центры представляют около 15 % от общего числа моногенных вулканических аппаратов Армении.

Имея ввиду механизм выноса магмы на поверхность можно говорить собственно о двух типах лавовых вулканов - эффузивных и экструзивных, хотя в отдельных случаях провести между ними границу очень трудно. По составу пород лавовые вулканы подразделяются на андезито-базальт-андезитовые и на андезито-дацит - дацитовые типы.

Лавовые вулканы отличаются сравнительно простой формой строения, но вместе с тем они не совсем однотипны. Во-первых, следует указать, что каждой из вулканических зон Армении характерны свои типы лавовых вулканов. Так, например, андезито-дацит - дацитовые лавовые вулканы являются спецификой западной зоны вулканизма (Транскавказское поперечное поднятие). Большая вязкость лавы и относительная бедность летучими определяет большую морфологическую емкость вулканической постройки, т.е. склонность вулканических форм к увеличению без изменений строения (Ритман, 1964). Именно по этой причине центральные или латеральные прорывы лав как и вулканические центры с кратерами для данного типа вулканизма не характерны.

Размеры вулканических центров колеблются от 70 до 600 м по высоте и от 500 до 4000 м по диаметру основания.

Лавовые вулканы Восточной зоны вулканизма, как правило, сложены базальт-андезито-базальт-андезитовыми вулканитами. Входящие в эту зону вулканы Гегамского нагорья, по данным К. И. Карапетяна (1973) имеют сильно уплощенные формы и пологие, постепенно переходящие в лавовые потоки склоны. Потоки лав представлены глыбовой андезито-базальтовой лавой. Размеры вулканов меняются: по относительной высоте от 25 до 150 м, а по диаметру основания от 100 до 1900 м. Характерны

блюдцеобразные кратерные углубления из которых имели место излияния лавовых потоков, слагающие поля до 150 км².

Крупные — с диаметром основания до 3 км, но относительно невысокие лавовые вулканы с излиянием огромного количества эффузивного материала характерны и для вулканизма Айодзорской области (Карпетян К., 1959).

Лавовые вулканы Сюникского вулканического нагорья преимущественно трахибазальт, трахи-андезито-базальт — трахиандезитового состава. Наиболее крупный из них трахиандезитовый вулкан — Глук — Дзагидзори имеет коническую форму с двуглавой куполовидной вершиной. Диаметр основания вулкана составляет около 4 км, относительная высота 600 м. Лавовые вулканы с кратерами для этой области вулканизма не характерны.

Вулканы из эксплозивных продуктов представляют, доминирующий тип среди монокенных вулканических аппаратов Армении. Представлены они насыпными коническими возвышенностями, сложенными из рыхлых продуктов шлакового и очень редко шлаково-пемзового материала.

Шлаковые вулканические конусы представляют наиболее распространенный тип жерловых вулканов. С последним связан основной объем излившихся лав андезито-базальт — андезитового состава.

Размеры шлаковых вулканических конусов колеблются от 10 до 450 м по высоте и от 30 м до 3,5 км по диаметру основания.

Различаются два основных типа шлаковых конусов: конусы с усеченной вершиной и правильные конусы.

Конусы с усеченной вершиной, как правило, имеют на вершине кратерное углубление. Последние обычно имеют воронкообразную форму достигающую до 50—60 м глубины и 500—600 м диаметра. Некоторые из них заполнены небольшими озерами.

Наряду с замкнутыми кратерами известны и кратеры открытые в ту или иную сторону. Последние большей частью имеют подковообразную форму и образование их связано или с растаскиванием части обломочного материала, вытекавшими из кратера лавовыми потоками, или боковыми взрывами газообломочной смеси.

Кроме вершинных (кратерных) излияний известны и латеральные прорывы лавовых потоков по склонам вулканических построек. Но в преобладающих случаях, излияния лавовых потоков происходили или из под основания шлаковых конусов или же предшествовали шлаковым эксплозиям.

Шлаковые вулканические конусы располагаются на самых различных гипсометрических отметках рельефа: от 900 до 3500 м. Располагаются большей частью линейно или группами из нескольких центров. Известны и относительно изолированные центры (Шарайлер, Далик, Ошакан, Кабахлер и др.).

По химическому составу все шлаковые центры подразделяются на базальтовые, андезито-базальтовые и андезитовые типы. Хотя иногда андезито-базальт — андезитовый состав характеризует одну и ту же вулканическую постройку.

Шлаковые базальтовые конусы, как представители центрального базальтового вулканизма, пользуются в Армении относительно ограничен-

ным распространением. Интересно то обстоятельство, что этот тип вулканизма констатируется главным образом в пределах Мисхано-Зангезурской структуры (Восточная зона вулканизма), где проявляется, как в ассоциации с андезито-базальт-андезитовым вулканизмом (Гегамское и Сюникское нагорья), так и самостоятельно (Кафанский антиклинорий).

На Гегамском нагорье, по данным К. И. Карапетяна (1972) известны 11- центров базальтовых вулканов (Кармирблур, Джар-тар, Ташацсар, Пахапан и др.). Относятся они к щелочным базальтам.

На Сюникском нагорье число их значительно больше (вулканические конусы Гарусар, Шингер, Хазаз, Базальтаин и др.). Относятся они к трахибазальтам.

Центры базальтового вулканизма Кафанского антиклинарного поднятия представлены 5- шлаковыми конусами (Норашеник, Ариваник, Кармракар, Кахнут, Какачасар). Лавы и эксплозивный материал вулканов имеют состав лимбургитов и нефелиновых базанитов (Ширинян, Нагапетян, 1974).

Независимо от состава вулканитов шлаковые конусы Армении, за редкими исключениями, являются многослойными вулканическими постройками.

Слоистое сложение шлаковых конусов является следствием серий эксплозии различной интенсивности следовавшие друг за другом с не- большими перерывами. Границы отдельных слоев четко отбиваются как вследствие различия гранулометрического состава продуктов каждого из актов извержений, так и потому, что в каждом из слоев наблюдается постепенное уменьшение размеров обломочного шлакового материала снизу вверх. Последнее обстоятельство обусловлено дифференциацией продуктов каждой эксплозии при свободном падении в воздухе.

Мощность отдельных слоев меняется соответственно силе и продолжительности эксплозий. Наиболее часто встречаются слои толщиной от 2-5 до 30-50 см. С увеличением мощности слоев соответственно увеличивается роль крупнообломочного материала и наоборот.

Наиболее четкая отсортированность рыхлых выбросов наблюдается в боковых выносах продуктов эксплозии и наоборот с приближением к жерлу вулкана слоистость становится менее четкой и наблюдается преобладание грубого (крупнообломочного) эксплозивного материала (Ширинян, Карапетян, 1968).

Гранулометрический состав шлаковых эксплозивных образований варьирует в больших пределах: от вулканического песка и пепла до глыбового вулканического агломерата, но обычно преобладает материал средних размеров, т.е. вулканический агломерат, лапилли и вулканический гравий ("Классификация вулканогенных обломочных горных пород", 1962).

Наиболее крупнообломочный материал характерен для вулканических конусов, сложенных из базальтовых шлаков.

В составе шлаковых слоев, очень часто можно встретить угловатые обломки плотной, обычно черной стекловатой лавы с редкими порфировыми вкраплениями минералов. Образование таких обломков связано с раздроблением той твердой корки, которая обычно образуется в жер-

ле вулкана на поверхности магматического расплава при непродолжительных перерывах между отдельными актами эксплозий. Такие обломки лучше всего назвать класоморфными обломками жерловой пробки.

Среди рыхлых шлаковых выбросов ограниченной представительностью пользуется и "фигурный" материал вулканических бомб. Для этой категории обломков определяющим фактором является "... форма, поверхностная скульптура и внутреннее строение, тогда как величина не играет никакой роли" (Ширинян, Карапетян, 1968). Так, например, на вулкане Далик известны микробомбы размерами 1-4 мм (Карапетян К., 1958), тогда как на других вулканах встречаются бомбы, размеры которыхходят до 0,8-1,2 м (Гарусар, Кабах-лер, Нохут-тепе, Шарайлер, Пахапан и др.).

Обломочный материал большинства шлаковых конусов окислен. Наиболее интенсивно шлаковый материал окислялся по склонам кратерной воронки и в близжерловых зонах. По мере удаления от центра эксплозии интенсивность окисления убывает, что обуславливает постепенный переход к черным шлакам. Черный цвет особенно характерен для песчано-пеплового материала перенесенного воздушным течением и отложенного на некотором расстоянии от центра извержений.

Процесс окисления шлаков в некоторых случаях протекает настолько интенсивно, что выделившееся экзотермическое тепло вызывает их разогрев и выплавление. В редких случаях образуются шлаковые "потоки" способные к перемещению по склонам вулканического конуса.

Подобное явление наиболее хорошо выражено на шлаковом конусе Мусху (Арагацкая область), где 1,5 м поток обломочной шлаковой массы, внешне напоминающий туфолаву, перемещен от вершинной зоны вулкана вниз на 30-40 м.

Микроструктура шлаковых потоков лавообломочная и напоминает витрокластическую структуру спекшихся пирокластических туфов.

Одной из особенностей строения шлаковых конусов Армении является наличие в привершинных зонах аглютинизированных шлаково-агломератовых образований (Ошаканский, Кармракарский, Норадузский, Кызылбогазский, Шингерский, Ерицлерский и другие конусы).

Аглютинизация шлаков вызвана несколькими причинами, а именно, спеканием или свариванием раскаленных обломочных выбросов вторичным разогревом, при экзотермической реакции окисления и, наконец, инъекцией свежих порций лавовых расплавов в ранее накопленную рыхлую обломочную массу шлаков. В последнем случае при большом напоре восходящих лавовых масс, сваренный шлаковый агломерат выжимается на поверхность в виде секущих - дайкообразных тел, а иногда и перемещается вниз по склонам вулканов.

Шлаковые аглютинаты более устойчивы к процессам выветривания в связи с чем при частичном сносе рыхлых шлаковых выбросов они обнажаются над поверхностью склонов вулканов в виде скалистых выступов.

Эксплозивно-эффузивные вулканы представляют тот тип вулканических аппаратов, в строении которых принимает участие как эффузивный (лавовый), так и эксплозивный (обломочный) материал.

Среди эксплозивно-эффузивных вулканов Армении выделяются сле-

дующие морфогенетические подтипы: шлаково-лавовые (андезито-базальт - андезитовые), пемзово-лавовые (андезито-дацит - дацитовые) и куполовидные (липаритовые).

Шлаково-лавовые вулканы представлены коническими аккумулятивными сооружениями, сложенными из чередующихся слоев шлаковых эксплозий с лавами.

По своему строению шлаково-лавовые вулканические центры напоминают миниатюрные стратовулканы. Этот тип вулканизма наиболее хорошо представлен на Гегамском вулканическом нагорье. К. И. Карапетян (1962), детально изучивший этот тип вулканизма выделил их как новый Гегамский тип вулканов.

Согласно данным указанного исследователя вулканы Гегамского типа представляют крупные конические постройки, высотой до 350м и с диаметром окружности основания до 2000м, в разрезе которых наблюдается ритмичная смена эксплозивных и эффузивных извержений. Такое строение свидетельствует о том, что в активной жизни вулканов эксплозивные фазы чередовались с периодическим повышением уровня андезито-базальт - андезитовой лавы и переливанием ее через край кратера. Мощность отдельных потоков лав равняется 2-3м, иногда до 6-8м. В отличие от шлаковых и лавовых вулканов кратеры шлаково-лавовых конусов Гегамского типа в гребневой части имеют обрывистые стенки (Карапетян К., 1962).

Пемзово-лавовые вулканы пользуются ограниченным распространением. Известны они лишь в районе Арагацского вулканического нагорья, где представлены двумя центрами - Иринд и Цахкасар. Разрез обоих вулканических центров представлен неоднократным чередованием вулкаников представляющими эксплозивные и эффузивные акты деятельности.

Эксплозивные акты активности представлены пемзовым агломератом, лапилли, гравием, песком и пеплом.

Эффузивная активность выражена излиянием андезито-дацит - дацитовых лав.

Начало вулканической деятельности вулкана Цахкасар отмечено эксплозивными извержениями пемзы и пемзового песка, ныне обнажающимися у северо-западного склона вулканической постройки. В последующем вулкан переходит в умеренную - эффузивную стадию активности. Новая - довольно продолжительная стадия эксплозивной деятельности вулкана обуславливает образование его симметричного аккумулятивного конуса сложенного из многочисленных слоев пемзового материала различной размерности (пемза, лапиллии, песок). В дальнейшем симметричность конуса Цахкасар нарушается тремя - четырьмя излияниями дацитовой лавы на различных пунктах склонов вулкана.

Вулканическая активность Цахкасара завершается выжиманием из жерла брекчиевидной дацитовой лавы. На вершине вулкана образуется величественный купол высотой 100м и с радиусом основания 500-600м. Надо полагать, что первоначальная высота выжатого из жерла вулкана брекчиевидного дацита была намного больше.

Значительно большой интерес представляет активность вулкана Иринд. Рождение вулкана знаменуется выбросами белой кусковой пемзы, представленной двумя отдельными горизонтами, разделенными смоляно-чер-

ным слоем дацитовой лавы. Наибольший интерес представляет последующая стадия активности, выраженная двумя последовательно излившимися потоками дацитовой лавы со своеобразным зональным строением: основание каждого из потоков представлено агломератом желтой пемзы постепенно переходящий (в средней зоне) к микробрекчированному смоляно-черному гиалодациту. Последний в свою очередь постепенно переходит (в верхней зоне) к массивной серой дацитовой лаве (Ширинян, 1963, 1971).

Далее следует главная – эффузивная стадия деятельности вулкана, представленная продолжительными излияниями андезито-дацит – дацитовой лавы. За серией излияний отмеченных лав следует продолжительная эксплозивная фаза вулкана в результате которой образуется центральный слоистый конус, сложенный из мелкообломочного пемзового материала.

Активность вулкана Иринд также завершается выжиманием жерловой пробки, состоящей из брекчированного андезито-дацита и пемзово-лавового аглютината. Сохранившаяся часть жерловой пробки вулкана Иринд имеет в настоящее время 30м высоту.

На примере двух вышеописанных вулканов мы видим, что главной особенностью их деятельности является неоднократная смена эксплозивных и эффузивных актов в сравнительно коротком периоде моногенной вулканической активности.

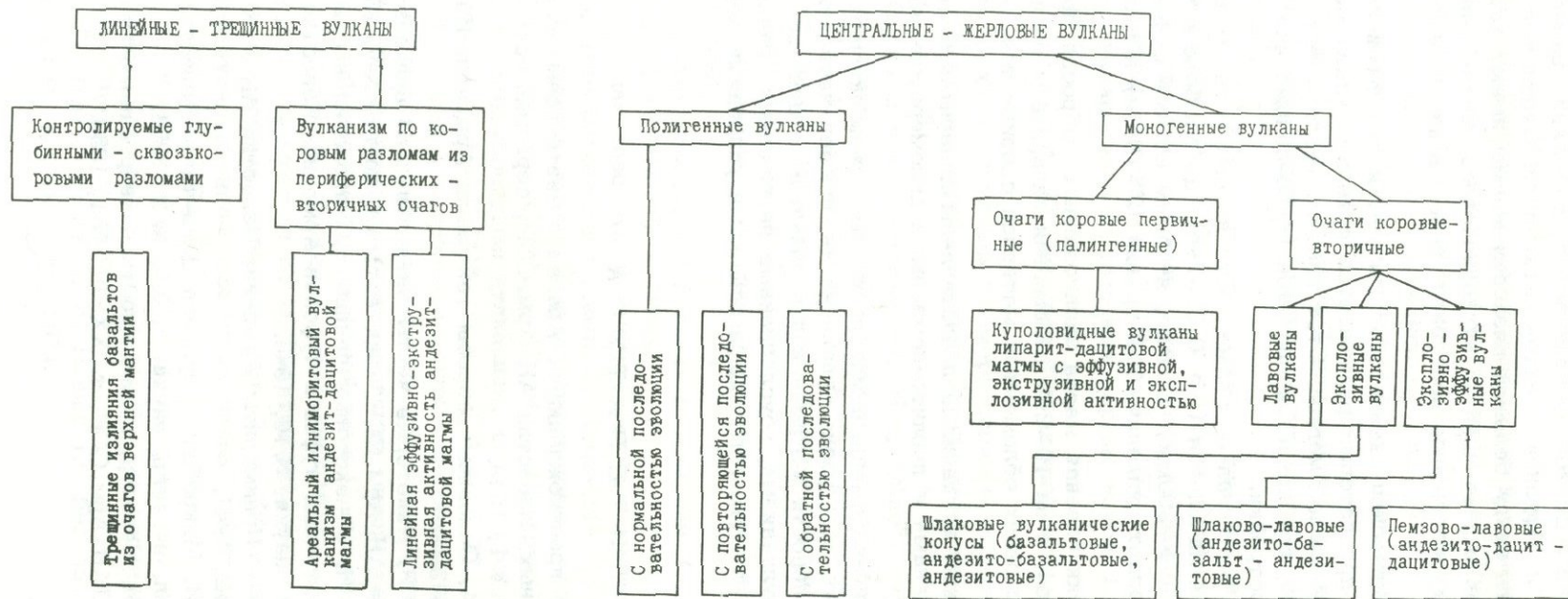
Куполовидные (липаритовые) вулканы представляют самостоятельную морфогенетическую группу моногенных вулканов. Отличаются от вышеописанных типов вулканических центров не только морфоструктурными особенностями строения, но и крайне кислым составом вулкаников, представляющими производные палингенной коровой магмы. Последнее обстоятельство обуславливает ограниченное распространение этого типа вулканизма вообще. Обычно в каждом из вулканоструктурных подзон констатируются от одного до нескольких центров проявлений с относительно небольшими объемами вулкаников. Так, например, в обширной Арагацской подзоне вулканизма, объем липаритовых вулкаников, связанных с единственным в данной области вулканическим комплексом Артени, составляет 5 км³ или 1,2% от общего объема всех вулканических пород области.

Фактически в каждой из вулканоструктурных зон фиксируется один локальный очаг кислого липаритового вулканизма, с которым связаны несколько близко расположенных центров. Обычно центральные извержения сопровождаются извержениями из небольших трещин. Одним словом, можно говорить о многовыходном (многоосевом) проявлении липаритового вулканизма. По всей вулканической зоне констатированы 18 вулканов этого типа.

Центры активности представлены куполовидными вулканическими постройками, имеющими слоисто-веерообразное строение.

Особенности строения и состава липаритовых вулканов Армении детально изучены С. Г. Карапетяном (1972). Ссылаясь на его данные можно указать, что размеры куполовидных вулканов весьма различны: по относительной высоте от 200 (Покр Сатанакар) до 500м (Артени, Спитакасар) и по диаметру основания от 500 (Покр Сатанакар) до

СИСТЕМАТИКА, МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ДРУГИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВЕРХНЕПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНОВ АРМЯНСКОЙ ССР



3500м (Спитакасар). Единое вулканическое извержение расчленено серией эксплозивных и эффузивных актов активности. Отдельные акты или стадии активности ввиду большой вязкости магмы имеют характер экструзий. На месте выдавленной из вулканического канала лавы образуются слоистые, куполовидные постройки, переходящие иногда в короткие потоки.

Обычно вулканическая активность начинается сильными или умеренными взрывами, при которых расчищается путь выдавливаемому вверх вязкому расплаву кислой магмы. Этот процесс повторяется в дальнейшем неоднократно, обуславливая слоистое (лаво-обломочное) строение вулканической постройки.

Эксплозивный материал по размерности весьма разнообразен: от вулканического пепла и песка ($> 0,01-2\text{мм}$) до глыбового вулканического агломерата ($> 200\text{мм}$). Однако, в общем объеме вулканических выбросов преобладает вулканический гравий ($2-10\text{мм}$) и лапилли ($10-30\text{мм}$).

Петрографически главная масса эксплозивных выбросов представлена перлитом и пемзой, а на 10-20% обломками липарита и обсидиана. В благоприятных условиях обломочный материал сваривается, образуя туфовые пласты.

Эффузивные акты вулканизма представлены липаритами, липарито-дацитами, обсидианами и перлито-пемзовыми агломератовыми образованиями.

Резюмируя вышеизложенный материал, мы можем подчеркнуть большое феноменологическое разнообразие верхнеплиоцен-четвертичной вулканической деятельности в Армении и различные геодинамические условия проявления вулканизма, обусловленные первичными причинами генерации магмы, их составом и геодинамическими условиями подъема на поверхность.

ЛИТЕРАТУРА

- Бальян С. П. О происхождении г. Арагац в свете новых геоморфологических данных. Известия АН Арм. ССР, сер. физ. мат. и естеств. науки, т. II, № 1, 1949.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Заварицкий А. Н. Некоторые черты четвертичного вулканизма Армении. Известия АН Арм. ССР, сер. естеств. науки, №5, 1944.
- Заварицкий А. Н. О некоторых данных вулканологии в связи с изучением четвертичных туфов и туфолав Армении. Известия АН Арм. ССР, естеств. науки, №10, 1946.
- Заварицкий А. Н. Игнимбриты Армении. Известия АН СССР, сер. геол., №2, 1947.
- Карапетян К. И. Микробомбы вулкана Дали-тапа. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. науки, т. XI, № 2, 1958.
- Карапетян К. И. Некоторые особенности четвертичного вулканизма Даралагеца. ДАН Арм. ССР, т. XXVШ, №1, 1959.

- Карапетян К. И. О новом Гегамском типе вулканов. Известия АН СССР, сер. геол., №5, 1962.
- Карапетян К. И. Классификация четвертичных вулканов Гегамского нагорья и связь их с трещинной тектоникой. Сб. "Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР." Изд. АН СССР, 1963.
- Карапетян К. И. Вулканы Гегамского нагорья. В кн. "Новейший вулканизм некоторых районов Армянской ССР". Изд. АН Арм. ССР, 1973.
- Карапетян С. Г. Центры извержений плиоценовых кислых пород Армении. Сб. "Вулканические и вулканоплутонические формации". Изд. "Наука", 1966.
- Карапетян С. Г. Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1972.
- Кваша Л. Г. О строении вулканического центра Араилер (Армения). Тр. лабор. вулканологии АН СССР, № 7, 1953.
- Классификация вулканогенно-обломочных горных пород. Госгеолтехиздат. М., 1962.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье. Природа, № 5, 1928.
- Личков Б. Л. К характеристике геоморфологии и стратиграфии Алагеза. В кн. "Алагез, потухший вулкан Армянского нагорья". Изд. АН СССР, Л., 1931.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. Изд. "Мир", 1964.
- Харазян Э. Х. Центры извержений в районе Кечутского хребта (Армянская ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, №1, 1970.
- Ширинян К. Г. Новые данные о центрах извержений туфов и туфолав Армении. ДАН Арм. ССР, т. 2, 1957.
- Ширинян К. Г. Вулканические туфы и туфолавы Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
- Ширинян К. Г. Антропогеновый вулканизм Армении. Сб. "Вопросы вулканизма". Изд. АН СССР, 1962.
- Ширинян К. Г. Гиалокластиты и условия их образования в Армении. Тр. лабор. палеовулканологии, вып. 2, Алма-Ата, 1963.
- Ширинян К. Г. Главные черты плио-плейстоценового вулканизма Армении. "Геология Арм. ССР", т. 1У, Изд. АН Арм. ССР, 1970.
- Ширинян К. Г. Игнимбритовый вулканизм. В кн. "Позднеорогенный кислый вулканизм Арм. ССР". Изд. АН Арм. ССР, 1971.
- Ширинян К. Г. О связи петрографических и петрохимических особенностей новейших вулканических серий Армении с блоковыми структурами. В сб. "Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ)". Изд. "Наука", Сибирское отделение, 1973.
- Ширинян К. Г., Карапетян К. И. Генетические типы новейших вулканогенно-обломочных пород Армении. В сб. "Классификация и номенклатура вулканогенно-обломочных пород". Матер. Всесоюзного семинара, Тбилиси, 1968.
- Ширинян К. Г., Карапетян С. Г. Новейший кислый вулканизм Армении. Тезисы докладов Международной ассоциации вулканологии и химии недр Земли. М., 1971.
- Ширинян К. Г., Карапетян Л. Б. Новый тип базальтов в Армении. ДАН Арм. ССР, т. LXX, №1, 1974.

Р. Т. Лурбашян, О. П. Гучумджян, Р. Н. Таян

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ТРЕТИЧНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАНГЕЗУРА

Вулканогенно-осадочные толщи третичного возраста пользуются широким развитием на юго-востоке Армянской ССР в пределах южного сегмента Памбак-Зангезурской структурно-металлогенической зоны Малого Кавказа.

Сведения о геологическом строении, возрасте и составе этих толщ имеются во многих работах К. Н. Паффенгольца, В. Каждана, С. С. Мкртчяна, А. Т. Асланяна, Ш. А. Азизбекова, С. А. Мовсисяна, А. Л. Додина, И. Г. Магакьяна, К. А. Карамяна и др. Однако, отмеченные вопросы указанными исследователями рассматривались лишь попутно при изучении, главным образом, интрузивных образований и рудных месторождений района, и часто не находили однозначного решения. Поэтому нами была предпринята попытка специального изучения строения и состава вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований, а также их становления.

Разнообразие условий проявления вулканизма и характера формирования толщ определили их сложное строение и пестрый фациальный состав. В то же время, общим для описываемых толщ является скудность фауной, что усложняет стратиграфическое подразделение и выдвигает на первый план петро-геохимические методы их расчленения.

Специфической особенностью третичного вулканизма данной территории является исключительно широкое проявление его экструзивных фаций в виде субвулканических и экструзивных образований, даек и корней излияний лав, т.е. образований, прорывающих на различных горизонтах вулканогенно-осадочные образования эоцена. Одновременно, брекчированный характер указанных вулканических образований, отчетливо проявленный в породах эффузивной и экструзивной фаций, по-видимому, является особенностью внутренней природы магматических расплавов, возникающих в данный этап тектонической активизации области.

В пределах изученного региона были составлены опорные разрезы, что позволило провести корреляцию этих толщ на большом фактическом материале, и сделать некоторые выводы о характере развития вулканизма во времени и в пространстве.

Благодаря работам последних лет (Габриелян, 1963 ; Белов, 1968, 1969; Кочарян, 1970; Гуюмджян, 1963, 1968; Ходжабагян и др., 1974, и др.), удалось выяснить ряд спорных вопросов геологии, стратиграфии и тектоники района, которые во многом помогли нашим исследованиям.

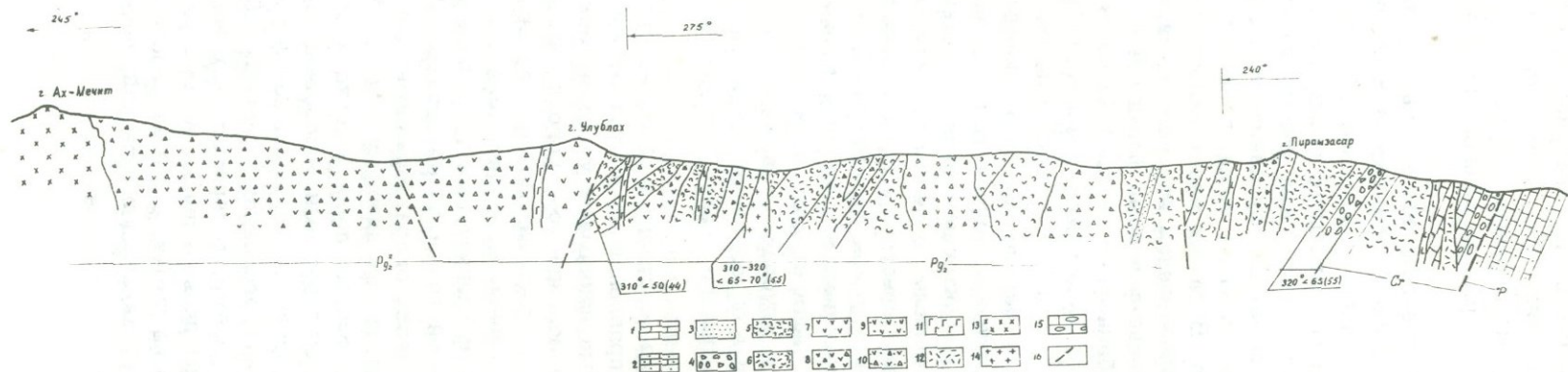
Ниже дается схема расчленения выделенных вулканогенно-осадочных толщ региона и характеристика особенностей строения и состава каждой из них. Приводятся детальные разрезы, описание главнейших разновидностей пород и химизм, слагающих толщи вулканогенных образований. Описание широко распространенных разнообразных по составу и характеру проявления прорывающих вулканических образований, исключенных нами из объема выделенных толщ, приводится отдельно.

1. Пирамсарская свита. В самых низах палеогенового разреза, залегающая трансгрессивно на образованиях верхнего мела, обнажается мощная, до 2,5 км толща (терригенно-флишевая формация – Габриелян и др. 1968), отличительной особенностью которой является ее флишеидный облик, с ритмичным чередованием слоев, мощности которых колеблются в пределах 1–5 см, реже до 20 см. Повсеместно наблюдаемое интенсивное окремнение пород давало повод отдельным исследованиям выделять ее в зону приконтактных полосчатых роговиков, в экзоконтакте Мегринского плутона. Характерным является также моноклинальное залегание толщи с выдержанным, в целом структурным планом, обусловленным преимущественно северо-восточным простиранием слоев с падением в северо-западные румбы на $290-320^{\circ}$, под углами $30-80^{\circ}$.

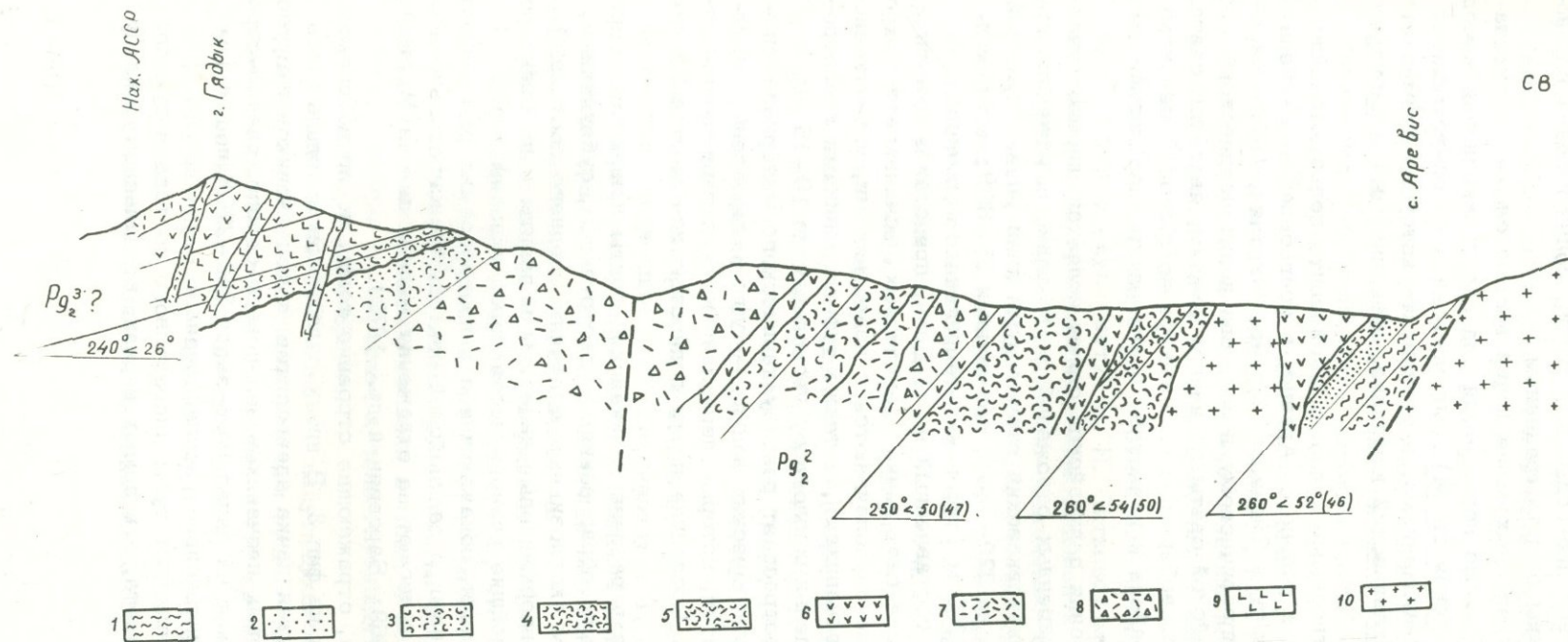
Наибольшим распространением образования пирамсарской свиты пользуются в водораздельной части одноименного хребта на участке между вершинами гг. Пирамсар и Улублах, а также в верховьях р. Гехи, выше Аджебадж. Описываемые образования встречаются также в водораздельной части Мегри-Гюнейского хребта, восточнее с. Пхрут, в районе г. Чолан.

Ниже приводится разрез, составленный по водоразделу Пирамсарского хребта в широтном направлении на восток от вершины г. Ах-Мечит (фиг. 1). В строении толщи принимают участие тонкослоистые и интенсивно окремненные породы зеленовато-серого и синевато-серого цвета с характерным раковистым изломом. По составу среди них выделяются: известковистые алевролиты, мергелистые и глинистые песчаники, туфопесчаники, пелитовые и алевритовые туфы базальт-андезит-дацитового составов. Возраст этой толщи по ее стратиграфическому положению и по аналогии с фаунистически охарактеризованными отложениями Нахичеванской АССР соответствует нижнему эоцену (Мкртчян, 1958).

Вся указанная пачка слоистых пород широко и неоднократно прорвана многочисленными вулканическими образованиями и местами оставляет впечатление линз и останцов неправильной формы в полях развития вулканитов. Последние представлены главным образом базальтами, андезито-базальтами, диабазами, долеритами и реже андезитами, дацитами и липаритами. Формы проявления их весьма разнообразны – это дайки, экструзии, небольшие штоки, а также своеобразные образования типа автомагматических вулканических брекчий, детальное описание которых будет дано ниже.



Фиг. 1. Разрез по Пирамсарскому хребту. 1. Известняки, 2. известняки обломочные петритовые, 3. песчаники, 4. конглобрекции, 5. туфы андезитов и андезито-базальтов, 6. туфы дацитов, 7. андезито-базальты и базальты, 8. брекчии андезито-базальтов и базальтов, 9. андезиты, 10. брекчии андезитов, 11. долериты, 12. дациты и липариты, 13. габбро роговообманковое, 14. кварцевые дациты, 15. конгломераты, 16. разрывные нарушения.



Фиг. 2. Разрез по р. Сисиан (северный склон Баргушатского хребта). 1. Алевролиты, 2. песчаники, 3. туфопесчаники, 4. туфы андезита, 5. туфы дацита, 6. андезит, 7. дацит, 8. брекчий дацита, 9. базальт, 10. гранодиорит.

II. Стратиграфически выше описанной толщи залегает мощная толща вулканических и вулканогенно-осадочных пород, пользующаяся в районе максимально широким распространением.

Взаимоотношения указанных выше фаций весьма сложны и окончательно не выяснены. Видимо нормальный ход осадконакопления в морском бассейне (даличайская свита), был прерван в какой-то момент интенсивной вспышкой вулканизма, в результате которого формируется сложнофациальный вулканический комплекс, объединяемый в капутджукскую свиту.

а) Образования, относимые к даличайской свите пользуются широким распространением в районе с. Аревис, в правобережье р. Шенатах по Баргушатскому хребту в Сисианском р-не (Мкртчян, 1958; Карамян, 1962). По стратиграфическому положению и литологическому составу, аналогом даличайской свиты по нашим данным, является свита, распространенная по правобережью р. Шишкерт по Мегри-Гюнейскому хребту в Кафанском районе и известная в литературе под названием "багацсарской свиты".

Особенностью строения даличайской свиты является широкое участие в ее составе терригенных отложений с отчетливо выраженной грубой слоистостью и общекавказский структурный план развития, с азимутами падения слоев на $220-260^{\circ}$, под углами $35-65^{\circ}$; мощность свиты достигает 600-800 м (туфогенно-терригенная формация).

Детальный разрез, составленный по р. Дали, представлен на фиг. 2. В основании разреза залегает пачка гравелистых песчаников и микроконгломератов, которые переслаиваются с известняками, известковистыми и глинистыми песчаниками, а также туфопесчаниками и алевролитами. Мощности отдельных слоев от нескольких до 10-15 см.

Выше по разрезу возрастает роль вулканического материала, преимущественно в пирокластических фациях - туфы и туфобрекчии андезитов и андезито-дацитов, которые переслаиваются с терригенно-осадочными отложениями. Последние почти полностью исчезают в верхах разреза.

Значительное место в разрезе даличайской свиты принадлежит прорывающим вулканическим образованиям - экструзивам, субвулканам, дайкам и прорывающим эксплозивным брекчиям среднего состава. Это преимущественно роговообманковые андезиты и дациты и их брекчированные аналоги. Главнейшие разновидности пород указаны в табл. 1.

Эоценовые образования, обнажающиеся в правобережье р. Шишкерт и параллелизируемые нами с даличайской свитой, трансгрессивно и с угловым несогласием налегают на отложения мела и девона (Мкртчян, 1958; Белов, 1968, 1969; Барсегян и др., 1972).

Детальные разрезы, отражающие строение толщи по правобережью р. Шишкерт приведены на фиг. 3. В низах палеогеновой толщи здесь обнажается тонкослоистая пачка алевролитов, туфопесчаников и грубозернистых полимиктовых песчаников зеленовато-серого, светло-серого цвета, которая падает на запад, юго-запад $250-270^{\circ}$ под углом $35-40^{\circ}$ и участками интенсивно рассланцована.

Выше по разрезу залегают туфы андезитового состава и туфопесчаники темно-серого цвета, а в самых верхах, по западному склону

Мегри-Гюнейского хребта, появляются туфы липаритов и дацитов и тонкослоистые алевролиты. Указанные породы прорваны андезито-базальтами, габбро-порфиритами и дацитами (часто брекчированными), слагающими массивы гор Багацсар, Мал-Гядык, Шихлы и др., а также небольшими интрузиями гранодиоритов и западнее — Мегринским плутоном.

б) Вулканические образования, слагающие, как было отмечено выше, сложнофациальный комплекс лав, пирокластов, экструзивных и субвулканических тел, пользуется широким развитием в западной части исследуемой территории, главным образом по Зангезурскому хребту и примыкающим к нему отрогам, несколько условно объединяются нами в капутджухскую "свиту" и относятся, по-видимому, к среднему эоцену.

Сложность и значение данного вопроса для выяснения истории геологического развития региона заставляют нас несколько подробнее остановиться на этом.

Впервые вулканические образования были выделены в самостоятельную капутджухскую свиту И. Н. Ситковским еще в 1940 г. Им же отмечались не совсем ясные взаимоотношения вулканогенных пород с развитыми в районе терригенно-осадочными отложениями среднего эоцена и допускался их верхнеэоценовый возраст.

Позже Ш. А. Азизбековым (1961), главным образом по аналогии с вулканитами, обнажающимися в областях развития фаунистически охарактеризованных осадочных отложений нижнего эоцена Нах. АССР, вулканогенная толща, вмещающая Мегринский плутон, была также отнесена к нижнему эоцену.

Впоследствии, при определении возраста вулканогенной толщи, развитой по Зангезурскому, Мегри-Гюнейскому, Пирамсарскому и Баргушатскому хребтам, С. С. Мкртчян (1948, 1958), К. А. Карамян (1962) и др., основываясь на данных по Нах. АССР, по аналогии, отнесли ее к нижнему эоцену.

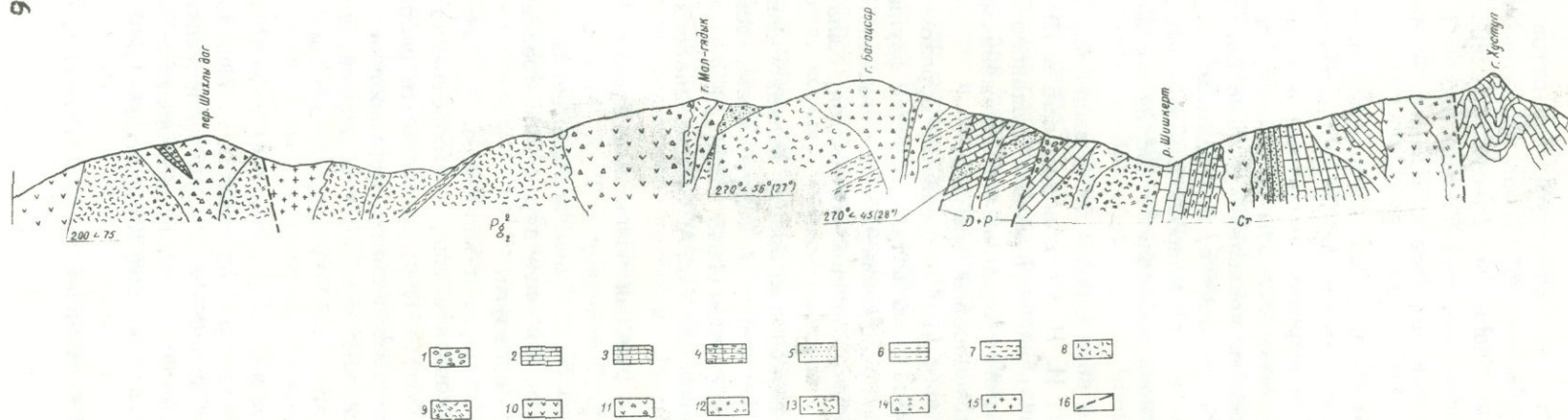
Более поздние работы и ревизия всего имеющегося фактического материала, позволили А. А. Gabrielyan и Т. А. Мамедову (1967), по стратиграфическому положению и общим соображениям истории геологического развития, считать наиболее вероятным среднеэоценовый возраст вулканогенной толщи Зангезура.

Наши исследования, подтверждают мнение И. Н. Ситковского, А. А.

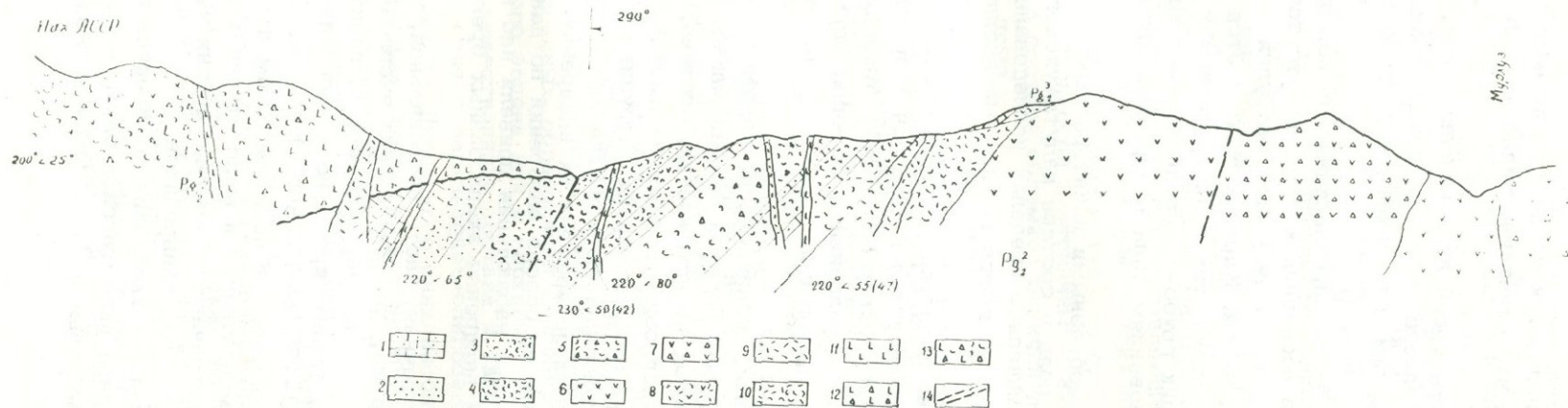
Gabrielyan и Т. А. Мамедова о том, что собственно вулканический комплекс (капутджухская "свита"), не может быть рассмотрен в составе нижнеэоценовой пирамсарской свиты. Формирование этого комплекса пород, вероятнее всего связано с мощной вспышкой вулканизма в среднем эоцене и тяготеет к зоне глубинного разлома, проходящего вдоль Зангезурского хребта.

Отличительной особенностью капутджухской "свиты" является ее сложное строение со специфическим вулканизмом, выраженным в широком развитии экструзивных фаций — это крупные и мелкие штоки, дайки, неправильные тела сложной формы, представленные базальтами, андезито-базальтами, андезитами, трахиандезитами, реже дацитами и липаритами.

Описываемый комплекс вулканических образований с нижележащи-



фиг. 3. Разрез в бассейне р. Шихкерт. 1. Конгломераты, 2. известняки, 3. песчаные известняки, 4. мергели и глинистые известняки, 5. песчаники, 6. глины, 7. алевролиты, 8. туфы андезитов, 9. туфы дацитов и липаритов, 10. андезиты, 11. брекчии андезитов, 12. дациты, 13. липариты, 14. габбро-порфиры, 15. гранодиорит-порфиры, 16. разрывные нарушения.



Фиг. 4. Разрез по р. Дали-чай (северный склон Баргушатского хребта). 1. Известковистый песчаник, 2. песчаник, 3. туфопесчаник, 4. туфы андезита, 5. туфобрекчии андезита, 6. андезит, 7. брекчии андезита, 8. андезито-дацит, 9. дацит, 10. туфы дацита, 11. базальт, 12. брекчии базальта, 13. туфобрекчии базальта, 14. разрывные нарушения.

ми свитами (пирамсарской и даличайской) почти повсеместно находится в тектонических контактах, что отчетливо видно на приведенных разрезах.

Преимущественным развитием среди вулканических образований пользуются породы основного и среднего составов, принадлежащие известково-щелочной и субщелочной сериям. Главнейшие петрографические разновидности пород приведены в табл. 1.

Собственно лавовые и тем более пирокластические породы пользуются ограниченным развитием, в последних к тому же отсутствует сортировка материала и слоистость, что значительно затрудняет их изучение и выяснение структурного положения. Картина осложняется тем обстоятельством, что как лавовые потоки, так и экструзивные и субвулканические тела, часто имеют облик грубо- и среднеобломочных брекчий и, могут быть отнесены к образованиям типа внедренных эксплозивных брекчий.

Эксплозивные брекчий. Своеобразными и интересными образованиями, играющими существенную роль в составе капутджухского вулканического комплекса, и пользующиеся в пределах исследованной территории широким распространением, являются внедренные эксплозивные брекчий.

При детальном картировании областей развития палеовулканических образований, целым рядом исследователей (Мерлич и др., 1961; Яковлева, 1963; Борсук и др., 1964; Фаворская, 1969; Милановский, 1961 и др.) обращается внимание на эксплозивные брекчий, формы залегания которых имеют отчетливо прорывающий характер, по отношению к вмещающим породам.

Указанными исследователями, возникновение подобных образований объясняется как результат взрыва богатой газами магмы, на глубинах порядка 0,8–3,5 км. В вопросах происхождения, состава, равно как и в номенклатуре внедренных эксплозивных брекчий имеются разногласия, однако всеми исследователями отмечаются их интрузивные формы проявления, а также спокойная тектоническая обстановка и длительный перерыв вулканизма, предшествующие времени их внедрения.

Не останавливаясь подробно на обзоре воззрений по данному вопросу отметим, что многочисленные наблюдения привели нас к заключению о широком масштабе явлений внедрения эксплозивных брекчий в исследуемом районе.

Форма тел в плане изометричная, часто неправильная, размеры до 1,5–3 км по удлинению. Породы, слагающие тела эксплозивных брекчий, представлены андезито-базальтами, андезитами, дацитами, трахибазальтами, трахиандезитами темно-серого до черного цвета. Количество обломков варьирует от 10–15% до 70–80%, форма их угловатая, неправильная, слабоокруглая; размеры от нескольких мм до 10–20 см. Состав обломков, в основном постоянен и мало отличается от цементирующей массы, но часто встречаются обломки других эффузивов, шлаков, а также обломки песчаников и алевролитов.

Наиболее отчетливо внедренные эксплозивные брекчий картируются в участках развития флишовой пирамсарской свиты – (Пирамсарский хр. восточнее г. Улублах, верховья р. Гехи, район с. Аджебадж, юго-

западнее с. Пхрут в районе г. Чолан, западные склоны Зангезурского хребта в пределах Нах. АССР), а также в полосе развития терригенной даличайской и ее аналога багацсарской свит (басс. рр. Сисиан, Дали, Айри, Шенатах по Баргушатскому хребту, в верховьях р. Шишкерт по Мегри-Гюнейскому хребту, район вершин Багацсар, Мал-Гядык). Однотипные образования отмечаются нами и в полосе развития более древних толщ. В то же время, в полях развития третичных, преимущественно вулканогенных образований (западные участки, примыкающие к Зангезурскому хребту) тела описываемых эксплозивных брекчий, картируются менее отчетливо.

Последнее обстоятельство, по-видимому, связано с брекчиевым характером палеогеновых вулканогенных образований различных фаций, как отражение более общей природы магматических расплавов изученного региона, обогащенных газовой составляющей. Подтверждением этому могут служить: 1. значительное присутствие вкрапленников роговой обманки в большинстве разновидностей пород, 2. широкие масштабы аутометасоматических процессов и вторичных минеральных новообразований, 3. наличие в составе обломков брекчий пористых разновидностей пород — шлаков, пемз и т. д.

III. Гехакарская (Альмеранская) свита. Наиболее верхнюю часть разреза палеогеновых образований в исследуемой области занимают собственно вулканические и грубообломочные вулканические образования, которые работами предыдущих исследователей (К. Н. Паффенгольц, А. Л.

Додин и др.) выделены в ингрессивную альмеранскую свиту, мощностью до 1 км.

Последняя пользуется в пределах района ограниченным распространением, занимая водораздельные части Зангезурского и Баргушатского (западная часть) хребтов в районе вершин Наапет, Арамлы, Гехакар (Альмеран), Гядык и др., в верховьях рр. Гехи, Сисиан, и уходит на запад в пределы Нах. АССР.

Вопросы возраста гехакарской свиты не получили окончательного решения; фауна в ней отсутствует, а микрофауна плохой сохранности. Стратиграфически она занимает наиболее верхние части разреза палеогеновых вулканогенных образований Зангезура и может быть отнесена к верхам среднего эоцена или к верхнему эоцену-олигоцену (?). Однако особенности вещественного состава и характера проявления вулканизма, а также аналогия с верхнеэоцен-олигоценовыми вулканическими образованиями Севано-Ширакского синклинория, скорее говорят о верхнеэоцен-олигоценовом возрасте гехакарской свиты.

Последняя трансгрессивно и с угловым несогласием налегает на образования даличайской и капутджухской свит, характеризуется полными залеганиями слоев 15–20 до 30°, и почти повсеместно выраженным красноцветным перерождением.

В составе гехакарской свиты наибольшим развитием пользуются агломератовые лавы, лавобрекчии, а также туфы и туфобрекчии основного состава — оливиновые базальты, андезиты-базальты и андезиты, которые прорваны многочисленными дайками и экструзивными телами базальтов, андезитов, реже дацитов и липаритов.

Детальные разрезы гехакарской свиты составлены в верховьях рр. Сисиан и Гехи (фиг. 4).

В основании гехакарской свиты почти повсеместно залегают грубо-зернистые песчаники, туфопесчаники и песчанистые известняки лилово-то-серого, темно-серого цвета, которые выше сменяются туфами андезито-базальтов, а еще выше агломератовыми лавами и лавобрекчиями.

Характеристика главнейших разновидностей пород гехакарской свиты приведена в табл. 1.

В целом для пород характерна неправильная глыбовая отдельность с хаотическим нагромождением вулканического материала, внутри которого отсутствуют следы отсортированности. Кроме того, петрографической особенностью пород гехакарской свиты является наличие, впер-вые выделенных в изученном районе, оливинсодержащих базальтов и андезито-базальтов, которые отсутствуют среди пород нижележащих толщ.

IV. Толща мио-плиоценовых вулканических образований, объединенная в салвардскую свиту, распространена преимущественно в водораздельных частях Зангезурского хребта в районе вершин гг. Салвард, Джамал, Джомуш, а также в верховьях рек Айри, Сисиан, Шенатах и т.д. Они повсеместно трансгрессивно перекрывают различные горизонты описанных выше свит.

Вулканические образования салвардской свиты представлены контрастными сериями: андезит-дацит-липарит, с одной стороны, и меньше андезит-базальт - с другой, принадлежащими андезит-дацитово-й формации.

Они образуют разнообразные по морфологии тела - потоки, экзтрузивы, вулканические купола, дайки; в меньшей мере сохранились обломочные разности и вулканический пепел.

Породы отличаются свежим, кайнотипным обликом и только в зонах нарушений, переработаны в пропилиты и вторичные кварциты. Структуры пород, как правило, порфировые с вкрапленниками плагиоклаза, моноклинного пироксена, роговой обманки, биотита, кварца.

Возраст салвардской толщи, по имеющимся косвенным геологическим данным, и данным абсолютного возраста (7-9-15 млн. лет)^х, колеблется в интервале от верхнего миоцена до среднего плиоцена.

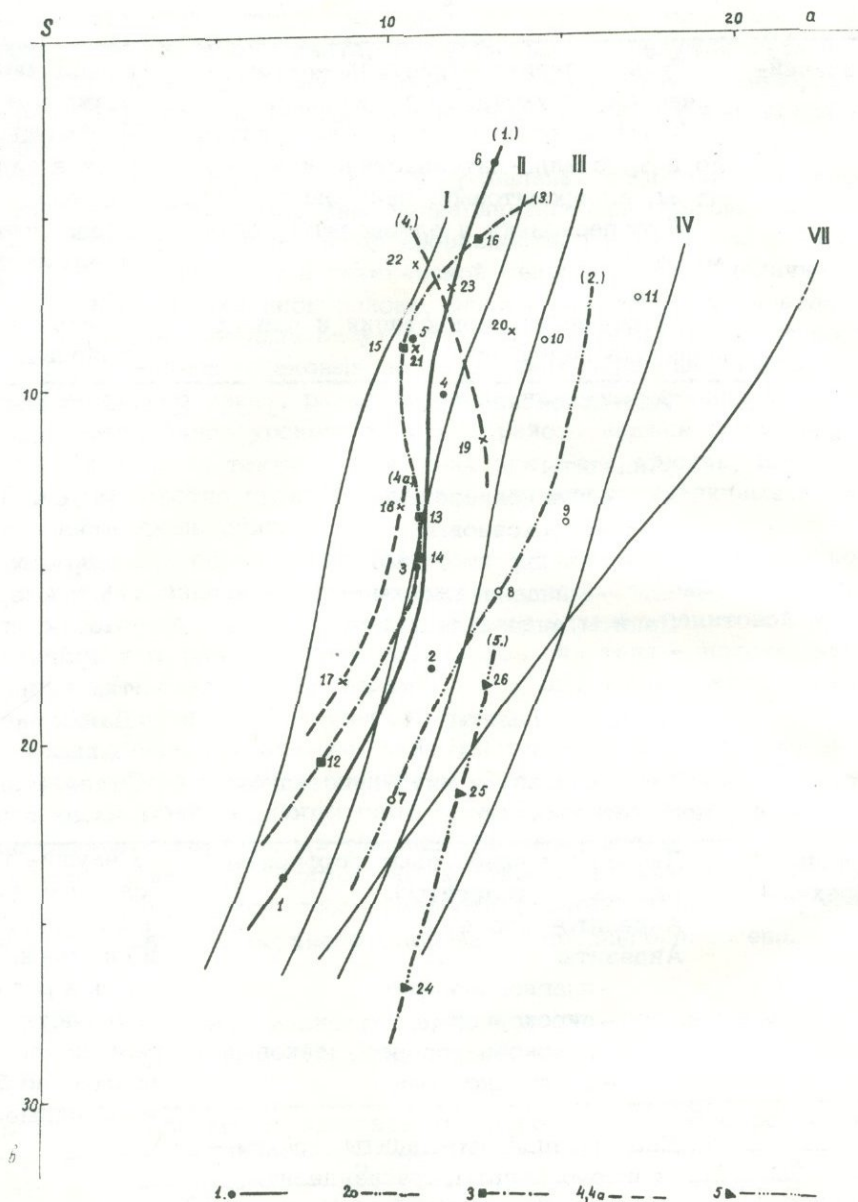
Таблица 1

Главнейшие разновидности пород и их распространение
(по выделенным свитам)

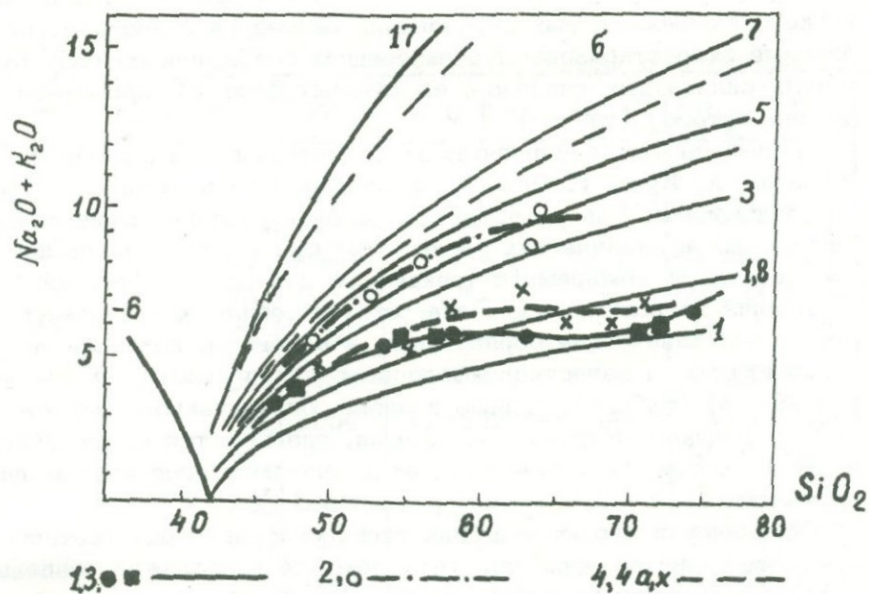
Свита	Главнейшие разновидности пород	Распространение
1	2	3
1. Пирамсар- ская (флишо- идная)	Туфы андезито-базальтов и андези- тов кристалло- и лито-кристаллокас- тической структуры (часто измененные).	В различных частях разреза.
	Туфы дацитов и липаритов кристалло- и кристалло-литокластической структу- ры (часто измененные).	В низах раз- реза.
	Алевриты и песчаники пелитовой, алевритовой структуры (часто изме- ненные)	Отдельные слои в верхних частях разреза.
	Конгломераты с глинисто-кремнис- тым цементом.	В низах разреза.

х) Определения Лаборатории абсолютного возраста ИГН АН Арм. ССР.

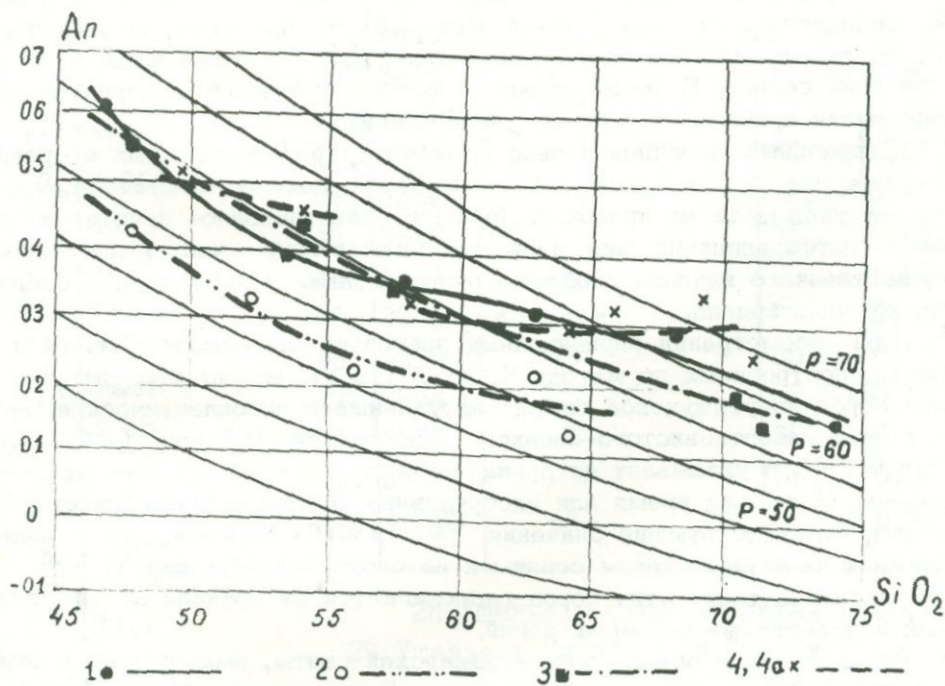
1	2	3
2а. Даличай- ская	Туфы андезитов кристалло-литоклас- тической структуры, псамитовые. Туфы дацитов и липаритов, кристал- ло и кристалло-литокластической струк- туры, алевролитовые, пелитовые. Туфопесчаники и алевролиты поли- миктовые Песчанистые известняки и извест- ковистые песчаники	В различных частях разреза. Маломощные слои в верхах разреза Отдельные слои в верхах разре- за. Пачки в низах разреза.
2б. Капут- джухская	Андезито-базальты Андезиты - плагиоклазовые - пироксеновые - двупироксеновые - миндалекаменные Дациты, андезито-дациты Липарито-дациты Туфы андезитов лито-кристаллокас- тической структуры.	Отдельные потоки. Потоки и экс- трузивы в верхних час- тях разреза Потоки, дайки в средних час- тях разреза. Дайки, экстру- зивы. Отдельные слои в низах разреза.
Эксплозив- ные брекчии	Диабазы и диабазовые порфириты. Базальты (долериты). Андезито-базальты. Андезиты: - плагиоклазовые - пироксеновые - пироксен-роговообманковые - двупироксеновые Дацинты, андезито-дациты, трахиан- дезито-базальты, трахиандезиты, трахидациты.	Секущие тела сложных форм, в составе своей и нижележащих толщ, в различ- ных частях раз- реза, почти по- всемирно брек- чированные.
3. Гехакар- ская	Оливиновые базальты и андезито- базальты Андезито-дациты и дациты (иногда брекчированные) Туфы андезито-базальтов кристал- ло-литокластической и литокласти- ческой структуры, псамитовые, псе- фитовые. Туфопесчаники полимиктовые, псамитовые	Потоки, дайки. Экструзивы, дайки. Низы разреза. - " -



Фиг. 5. Вариационная диаграмма средних химических составов третичных вулканических серий Зангезура. 1. Капутджухская свита (известково-щелочная серия). 2. Капутджухская свита (субщелочная серия). 3. Гехакарская свита. 4. Салвардская свита (базальт-андезитовая серия). 4а. Салвардская свита (андезито-дацитовая серия). 5. Пирамсарская свита.



Фиг. 6.



Фиг. 7.

Диаграммы А. Ритмана (1964) для третичных вулканических серий Зангезура. (Условные обозначения см. фиг. 5).

Особенности химического состава палеогеновых вулканических и вулканогенно-осадочных образований Зангезура с достаточной полнотой впервые охарактеризованы в настоящем сообщении по результатам 122 полных силикатных анализов, из которых более 95 приведены по материалам авторов (табл. 2)

Данные анализов пересчитаны по методам А. Н. Заварицкого, А. Ритмана, Х. Куно, Г. Пикока, на основе чего построены петрохимические диаграммы. Для удобства рассчитаны средние химические составы изученных вулканических серий — табл. 3, порядковые номера которой соответствуют номерам (и точкам) на диаграммах (фиг. 5, 6, 7.).

Анализ петрохимических диаграмм и сериальных индексов показывает, что вулканические образования, в основном, принадлежат тихоокеанским средним известково-щелочным ассоциациям ($\sigma = 1,87-1,93$ и $p = 58-68$) (табл. 4), и лишь в блоке, ограниченном Хуступ-Гиратахским и Шишкерт-Кирским разломами, развиваются субщелочные вулканические серии, принадлежащие атлантическим ассоциациям лав слабой щелочности ($\sigma = 3,08-4,25$; $p = 52-58$).

Особенности эволюции химического состава пород третичных вулканических серий во времени, указывают на отчетливую тенденцию к возрастанию известковистости (индекс Пикока от ранних серий к поздним возрастает от 52,9 до 63,8).

В породах известково-щелочных серий отмечается почти постоянное преобладание в щелоках Na_2O над K_2O при этом, наблюдается относительно быстрое возрастание роли K_2O в более поздних вулканических сериях. В то же время в породах субщелочной серии, щелочи находятся примерно в равных соотношениях.

Сериальный щелочной индекс Ритмана (1964) в основных и средних дифференциатах известково-щелочных серий довольно постоянен, что может указывать на преобладание роли гравитационно-кристаллизационной дифференциации расплавов, так называемой — чистой линии без существенного влияния процессов контаминации и ассимиляции силикатного материала.

При рассмотрении вариационных диаграмм для суммы щелочей и извести, построенных по методу Х. Куно (1959), можно заметить, что для пород капутджухской свиты (эффузивные и пирокластические фации) значение известковистого индекса si равное 20,5 при $CaO = Na_2O + K_2O = 5,6$ указывает на принадлежность их к известково-щелочным сериям. В это же время для экструзивных аналогов капутджухской свиты, соответствующие значения si и $CaO = Na_2O + K_2O$ приближает их к переходным сериям и на сводной диаграмме Х. Куно фигуративная точка этих пород располагается на границе полей щелочных и известково-щелочных серий.

Вулканические образования гехакарской свиты, выделяемые в самостоятельный комплекс, характеризуются значениями $si = 13,3$ и $CaO = Na_2O + K_2O = 5,4$, которые указывают на принадлежность их к толеитовым сериям.

Таким образом в эволюции третичного вулканизма, при смене геосинклинального режима развития орогенным, вместе с возрастающей жесткостью блоков и их дальнейшим дроблением возрастает роль раз-

№ п/п	№ обр.	П о р о д ы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	CO ₂	P ₂ O ₅	Сумма
П и р а м с а р с к а я с в и т а																
1.	3087	Туф базальта	49.40	0.96	16.22	5.77	4.75	0.42	10.36	5.81	3.75	1.50	1.77	-	-	100.75
2.	3092	"-	49.32	0.96	18.48	6.48	4.32	0.30	8.19	4.65	4.75	0.65	2.59	-	-	100.71
3.	3099	Туф трахиандезито-базальта	53.87	0.66	17.52	5.13	3.16	0.42	8.05	3.41	3.50	3.50	1.22	-	-	100.44
К а п у т д ж у х с к а я с в и т а (Известково-щелочная серия)																
4.	3501	Туф базальта	49.99	1.05	18.24	6.15	5.28	0.18	9.40	4.95	3.25	0.62	0.38	-	-	99.49
5.	3231	Туф андезито-базальта	52.42	0.12	18.90	4.58	5.60	0.05	8.40	4.07	2.13	0.37	2.68	-	-	99.32
6.	3283	"-	52.77	0.63	15.33	6.02	5.60	0.03	9.10	2.90	3.25	0.50	2.02	1.00	-	99.15
7.	3032	Базальт	48.04	0.90	20.72	6.40	5.04	0.16	9.16	4.64	4.13	0.55	0.87	-	-	100.74
8.	3077	"-	46.79	0.90	17.26	5.53	5.61	0.14	12.09	7.28	2.50	0.58	1.85	1.85	-	100.53
9.	3107	"-	45.30	0.96	20.14	5.75	6.71	0.26	10.56	5.89	2.50	0.43	2.12	-	-	100.62
10.	3110	"-	44.02	0.78	22.17	3.60	7.35	0.28	10.99	5.70	2.25	0.43	1.00	2.07	0.11	100.75
11.	3111	"-	44.47	0.84	18.36	4.97	6.76	0.42	9.13	10.50	1.78	0.23	1.21	1.98	0.17	100.79
12.	3116	"-	46.44	0.96	19.08	6.96	4.32	0.40	13.65	4.79	2.00	0.87	1.04	-	-	100.65
13.	3320	"-	48.64	0.90	18.75	4.16	5.76	0.19	7.20	4.91	3.75	1.00	1.35	3.32	0.11	100.04
14.	3337	"-	47.13	0.99	18.16	5.12	5.76	0.35	7.91	4.82	2.87	1.68	1.45	2.93	0.23	99.85
15.	3338	"-	46.49	0.72	18.15	5.53	4.96	0.41	10.92	4.93	2.50	1.62	0.38	3.14	0.46	100.27
16.	3410	"-	49.80	0.57	23.20	1.70	6.37	0.30	10.40	4.27	1.75	0.25	1.85	-	0.16	100.62
17.	3412	"-	49.45	0.57	18.96	4.09	7.14	0.22	9.30	6.00	1.75	0.12	1.90	-	0.16	100.56
18.	3428	"-	49.38	0.42	19.34	5.85	6.18	0.17	10.40	3.65	3.50	0.12	0.37	-	0.18	99.56
19.	3459	"-	47.03	1.23	19.88	4.25	8.00	0.15	7.20	5.75	3.50	1.50	1.80	-	-	100.29
20.	3461	"-	49.40	0.42	20.94	3.50	7.46	0.10	9.75	4.92	1.38	0.12	1.25	-	0.23	99.47
21.	3463	"-	49.35	0.60	19.09	2.95	7.21	0.15	11.00	2.21	0.90	0.12	1.82	2.90	0.30	99.58
22.	3509	"-	46.99	1.20	18.43	6.59	5.92	0.16	9.30	6.48	2.00	1.37	0.86	-	-	99.36
23.	3517	"-	46.94	1.20	18.57	7.60	4.80	0.17	9.61	7.63	2.25	-	0.87	-	-	97.64
24.	3641	"-	46.46	1.05	18.87	2.89	6.40	-	11.54	5.16	2.50	0.75	1.70	1.80	0.23	100.45
25.	Ap110	"-	49.18	1.02	23.60	2.98	4.88	0.23	9.13	4.00	3.40	0.80	1.54	-	-	100.76

1,2.Пирамсарский хребет в 3км. к ЮВ от вершины г.Улахпюр. 3.В 1,5км. к З от вершины г.Пирамсар
4.Ущелье р.Гехи, в 1,5км. к СЗ от с.Аджебадж. 5.Ущелье р.Дали, в 1км. к Ю от с.Аревис. 6.Ущелье р.Дали
в 5,5км. к ЮВ от с.Аревис. 7.В 4км. к ЮЗ от с.Шискерт, южный склон г.Мушландуз. 8.Правый борт ущелья р.
Гюмур, в 3км. к ЮВ от с.Авсарлу. 9,10.В 1-3км. восточнее вершины г.Улахпюр. 11.В 1,5км. к С от вершины
г.Улахпюр. 12.Ущелье р.Шенатах в 2,5км. к Ю от летн. Татна. 13.Баргушатский хребет в 3,5км. к СЗ от вер-
шины г.Гехакар. 14.Левый приток р.Айри, в 3,5км. к ЮЗ от с.Мурхуз. 15.В 4км. к ЮЗ от с.Мурхуз. 16,17.Юж-
ный склон вершины г.Улахпюр. 18.В 2км. к В от г.Улахпюр. 19,20.Ущелье р.Гехи, в 2,5км. к ЮВ от г.Наапет.
21.В 0,5км. от вершины г.Наапет. 22.Левый борт ущелья р.Гехи, в 1км. к СЗ от с.Аджебадж. 23.Левый борт
ущелья р.Гехи, с.Аджебадж. 24.В 1км. к В от вершины г.Багацсар. 25.Ущелье р.Дали, в 3,5км. к Ю от с.Аревис.

№ п/п	№обр.	П о р о д ы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	CO ₂	P ₂ O ₅	Сумма
26.	Ар132	Базальт	45.15	0.98	19.74	2.18	6.17	0.31	12.62	5.54	2.00	1.20	1.31	3.20	-	100.40
27.	Ар245	"	43.90	1.08	20.70	4.17	6.46	0.30	8.05	7.63	1.90	0.65	1.95	3.10	-	99.89
28.	Ар378	"	46.33	1.04	19.34	7.77	4.16	0.34	11.33	6.37	1.75	0.60	1.49	-	-	100.52
29.	139I	"	45.31	1.00	14.38	6.75	7.54	0.25	10.74	9.39	2.35	0.50	2.20	-	-	100.41
30.	1938	"	49.32	1.37	14.51	8.66	6.22	0.34	8.38	4.17	3.00	1.25	2.48	-	-	99.89
31.	3004	Андезито-базальт	54.02	0.90	19.11	2.73	4.60	0.14	8.68	4.09	3.25	1.38	1.67	-	-	100.66
32.	3101	"	51.44	0.78	15.81	6.49	4.75	0.35	8.26	5.35	4.75	1.50	1.16	-	-	100.64
33.	3102	"	52.24	0.66	18.29	3.77	6.33	0.30	6.36	4.08	6.25	0.88	1.14	-	-	100.72
34.	3207	"	54.84	0.11	17.23	5.93	4.82	0.20	9.83	2.63	2.50	0.82	0.52	-	-	99.43
35.	3279	"	54.82	0.11	18.29	4.95	2.68	0.21	7.28	2.10	3.00	2.25	1.92	3.00	-	100.67
36.	3380	"	52.90	0.94	18.34	3.64	3.62	0.14	5.38	4.66	5.50	1.80	3.02	0.53	0.20	100.67
37.	3402	"	54.56	0.94	18.60	4.42	2.70	0.23	9.52	4.02	3.25	0.70	1.40	-	0.22	100.34
38.	3440	"	53.25	0.84	18.32	4.33	4.80	0.09	5.58	5.15	5.50	1.08	1.59	-	-	100.52
39.	3444	"	51.95	0.87	16.55	5.85	6.50	0.12	5.42	3.31	5.00	2.25	0.93	0.40	0.23	99.38
40.	3491	"	51.38	0.90	18.74	5.45	5.28	0.13	7.28	4.98	2.25	2.00	1.82	-	-	100.21
41.	3524	"	54.94	1.05	18.99	4.33	6.08	0.11	7.13	2.98	2.25	0.45	1.18	-	-	99.49
42.	3566	"	52.17	0.75	19.99	1.02	8.80	0.37	7.27	4.38	3.25	1.25	1.57	-	0.46	100.48
43.	3613	"	55.36	0.45	17.02	3.28	4.16	0.09	7.56	6.48	3.00	0.88	2.08	-	0.23	100.59
44.	Ар345	"	55.54	1.02	20.57	2.72	4.74	0.31	5.04	3.15	5.00	2.10	0.60	-	-	100.79
45.	3045	Андезит	56.88	0.90	16.64	6.65	4.17	0.16	4.34	3.20	5.00	2.00	1.49	-	-	100.43
46.	3218	"	55.54	0.12	18.23	3.67	4.26	0.21	5.38	2.05	4.25	2.00	1.80	1.92	-	99.33
47.	3224	"	58.33	0.11	14.98	5.34	4.70	0.20	7.33	2.36	2.50	1.15	2.50	-	-	99.40
48.	3386	"	62.98	0.48	16.60	2.65	2.40	0.05	5.77	2.47	2.50	1.37	-	2.33	0.23	99.83
49.	3516	"	59.13	0.36	16.67	2.65	3.20	0.03	1.24	7.29	5.75	2.00	1.09	-	0.34	100.61
50.	Ар183	"	56.00	0.92	19.61	1.53	3.73	0.18	7.05	2.37	2.80	2.30	1.00	3.08	-	100.45

26. Ущелье р.Сисиан/Тахтакерпи/, в 3км. к Ю от с.Аревис. 27. Ущелье р.Мазмазак, в 4км. к З от с.Аревис. 28. Ущелье р.Салвард, в 3км. к З от с.Аревис. 29. Вершина г.Севжайр. 30. Левый борт ущелья р.Шенатах, в 1км. к С от с.Лернашен. 31. Правый приток р.Шишкерт, в 5км. к СЗ от с.Шишкерт. 32. В 3км. к З от вершины г.Пирамсар. 33. В 5км. к СЗ от вершины г.Пирамсар. 34. Ущелье р.Сисиан, в 0,5км. к ЮЗ от с.Аревис. 35. Ущелье р.Дали, в 5км. к ЮВ от с.Аревис. 36. Правобережье р.Агандзу, в 2,5км. к СВ от вершины г.Таркатар. 37. Восточный склон г.Таркатар. 38,39. Водораздел Пирамсарского хребта, в 3км. к З от г.Пирамсар. 40. Левый борт ущелья р.Кочадара, в 2,5км. к СЗ от с.Аджебадж. 41. Западная окраина с.Пейган. 42. Левый борт ущелья р.Севакунк в 4,5км. к СВ от с.Багарлу. 43. В 2км. к ЮЗ от г.Хуступ. 44. В 0,7км. к СВ от г.Кошакар. 45. В 3,5км. к ЮВ от г.Чгнavor, правый приток р.Мазра. 46. Ущелье р.Сисиан, в 2км. к ЮЗ от с.Аревис. 47. Ущелье р.Сисиан, в 3км. к ЮЗ от с.Аревис. 48. В 1,5км. к СВ от г.Таркатар. 49. Ущелье р.Гехи у с.Аджебадж. 50. Ущелье р.Мазмазак, в 2км. к СВ от вершины г.Джамал

№ п/п	№ обр.	П о р о д ы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	CO ₂	P ₂ O ₅	Сумма
51.	3575	Андезито-дацит	64.47	0.60	16.69	2.47	3.36	0.10	4.49	1.81	3.75	1.75	1.06	-	0.23	100.75
52.	3657	"	62.18	0.60	15.96	3.47	3.36	0.12	4.65	2.98	5.00	0.63	1.08	-	0.11	100.14
53.	3131	Липарито-дацит	70.25	0.45	13.15	2.97	2.30	0.28	3.27	1.78	3.50	1.50	1.12	-	-	100.68
54.	3135	"	67.06	0.60	14.70	2.49	3.16	0.37	1.78	4.06	4.20	1.30	0.90	-	-	100.62
55.	3227	"	66.95	0.30	13.27	1.80	3.14	0.08	4.62	1.44	1.63	1.50	2.30	3.06	-	100.09
56.	3637	"	69.32	0.30	15.39	1.54	2.40	0.16	3.17	1.18	3.75	2.25	0.86	3.06	0.28	100.60
57.	3054	Липарит	74.11	0.33	12.38	1.92	2.16	0.04	1.63	0.44	5.00	1.63	0.58	-	-	100.22
58.	3041	"	74.78	0.15	14.00	1.13	1.15	0.05	1.64	0.47	5.00	1.78	0.33	-	-	100.42

Капутджукская свита (Субщелочная серия)

59.	3019	Трахибазальт	50.03	0.90	18.04	5.13	4.89	0.16	10.69	5.36	2.88	2.25	0.40	-	-	100.73
60.	3096	"	50.15	0.78	19.07	6.49	3.88	0.91	6.51	4.45	4.00	2.30	1.64	-	-	100.68
61.	3603	"	48.17	1.20	18.24	3.05	7.56	0.19	9.41	7.56	1.50	2.50	1.02	-	0.23	100.59
62.	120	"	46.44	1.28	20.99	8.26	1.64	0.16	8.59	3.19	2.80	2.50	1.45	2.97	-	100.27
63.	37	Трахиандезито- базальт	52.00	1.22	19.92	4.78	4.98	0.14	8.45	2.78	3.00	2.40	0.88	-	-	100.55
64.	48	"	52.89	0.99	20.76	3.17	4.93	0.17	7.87	1.27	3.20	3.10	1.65	-	-	100.00
65.	1001	"	53.48	0.90	16.76	3.77	3.31	0.14	6.03	2.49	3.70	3.00	2.81	3.10	-	99.49
66.	31	"	51.93	0.89	18.58	4.53	4.98	0.15	7.35	2.41	3.20	3.00	1.54	1.90	-	100.46
67.	1004	"	55.64	1.28	17.72	3.61	3.88	0.16	4.51	2.74	4.00	3.75	2.68	-	-	99.97
68.	3016	"	51.03	0.90	18.14	5.05	5.61	0.15	7.32	4.50	3.38	3.25	1.45	-	-	100.78
69.	3068	"	51.88	0.90	18.16	5.13	4.46	0.15	6.20	4.32	4.50	3.13	0.76	-	-	100.59
70.	3017	Трахиандезит	55.50	0.90	18.25	3.09	3.88	0.12	5.32	3.40	3.90	4.00	1.86	-	-	100.31
71.	3074	"	56.25	0.90	18.80	3.69	3.16	0.11	4.15	2.50	4.10	5.20	1.40	-	-	100.21
72.	977	"	56.34	0.62	15.63	5.42	3.77	0.16	5.44	2.65	3.40	3.30	2.63	-	-	99.36
73.	3118	Трахиандезито- дацит	63.20	0.30	17.56	2.55	2.03	0.19	3.73	1.74	4.50	4.00	0.68	-	-	100.53
74.	3119	"	62.30	0.54	16.82	3.76	2.88	0.16	3.94	1.94	3.70	3.30	1.19	-	-	100.46
75.	3067	Трахидацит	64.03	0.45	17.20	2.01	2.30	0.08	1.93	1.57	5.50	4.13	0.96	-	-	100.16
76.	3123	"	64.26	0.45	17.62	1.60	2.88	0.14	2.52	2.51	3.70	5.60	0.50	-	-	100.88

51. Ущелье р. Лусакунк, в 2,5 км. к СВ от с. Багарлу. 52. В 1 км. к ЮВ от вершины г. Чолан. 53, 54. В 4 км. к Ю от с. Мернашен. 55. Ущелье р. Сисиан, в 3,5 км. к ЮЗ от с. Аревис. 56. В 1,5 км. к В от вершины г. Багацсар. 57. В 5,5 км. к ЮВ от вершины г. Чгнавор. 58. В 3,5 км. к В от вершины г. Чгнавор. 59. Вершина г. Мал-Гядык. 60. Водораздел Пирамсарского хребта, в 5 км. к ЮЗ от вершины г. Пирамсар. 61. В 1,5 км. к ЮВ от вершины г. Мал-Гядык. 62. В 2,5 км. к С от с. Софулу. 63. В 2 км. к С от с. Дастакерт. 64. Ущелье р. Айри, в 2 км. к С от с. Дастакерт. 68. В 0,8 км. к СВ от вершины г. Мал-Гядык. 69. Правый борт ущелья р. Гюмур, в 2 км. к ЮВ от с. Авсарлу. 70. В 0,5 км. к СВ от вершины г. Мал-Гядык. 71. Правый борт ущелья р. Гюмур, в 2,5 км. от с. Авсарлу. 72. В 1,5 км. к ЮВ от вершины г. Кяпру. 73, 74. Бассейн р. Шенатах, в 3,2 км. к Ю от летн. Татна. 75. Правый борт ущелья р. Гюмур, в 4 км. к ЮВ от с. Авсарлу. 76. В 4 км. к Ю от летн. Татна.

№ п/п	№ обр	Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	CO ₂	P ₂ O ₅	Сумма
Гехакарская свита																
77.	3304	Базальт	47.28	0.81	18.56	7.41	4.14	0.12	11.55	3.18	2.32	0.37	1.24	3.02	-	100.0
78.	3305	"	50.31	0.24	16.78	5.16	6.16	-	8.26	2.37	1.87	1.15	3.08	4.08	-	99.38
79.	3326	"	47.24	0.74	19.31	3.34	6.72	0.25	7.20	5.42	2.75	1.00	2.50	4.00	-	100.47
80.	3334	"	50.62	0.78	19.31	4.27	4.80	0.22	10.77	3.13	3.25	0.37	-	2.31	0.23	100.06
81.	3351	"	48.10	0.75	18.69	4.94	5.28	0.38	9.30	4.91	3.25	1.25	0.78	2.11	0.46	100.20
82.	3355	"	45.34	0.99	18.94	4.81	4.96	0.27	8.99	4.13	3.50	1.05	1.52	5.28	0.17	99.95
83.	3356	"	49.32	1.20	17.47	5.12	5.76	0.19	7.79	4.95	3.75	1.00	2.70	-	0.23	98.48
84.	3478	"	43.50	0.33	23.79	3.69	7.14	0.08	8.20	4.30	3.00	-	2.44	4.03	0.11	100.38
85.	3481	"	46.21	0.51	23.67	2.09	6.40	-	8.91	5.74	2.00	0.17	1.80	2.95	0.05	100.50
86.	3353	"	49.13	0.71	17.05	5.42	5.28	0.28	9.37	5.45	2.25	1.25	-	3.61	0.23	100.03
87.	3254	Андезит-базальт	55.63	0.12	18.37	6.30	1.62	0.18	6.24	1.58	3.25	2.75	2.00	2.52	-	100.56
88.	3312	"	53.36	0.33	19.81	3.76	5.04	0.12	9.03	2.63	2.75	2.00	1.42	-	-	100.25
89.	3257	Андезит	57.72	0.45	15.86	4.43	3.36	0.09	6.51	2.38	3.37	2.50	1.22	2.00	-	99.89
90.	3343	"	57.36	0.81	17.18	6.49	2.88	0.13	7.36	2.28	3.75	1.12	-	2.13	0.23	99.72
91.	3311	Липарито-дацит	70.41	0.48	11.66	3.15	2.35	0.10	3.71	2.97	2.25	2.70	0.82	-	-	100.60
92.	3472	"	70.56	0.30	12.73	5.62	1.42	0.14	2.11	0.40	5.00	1.25	0.79	-	0.23	100.55
93.	3328	Липарит	71.72	0.30	13.29	1.77	2.08	0.06	1.73	1.03	5.00	1.25	1.65	-	-	99.88
Салвардская свита																
94.	Ар260	Базальт	49.64	0.84	18.66	5.15	3.02	0.21	10.64	2.64	3.20	0.50	2.50	2.92	0.40	100.32
95.	Ар211	Андезит-базальт	54.43	0.74	19.35	3.88	1.43	0.24	9.04	1.60	3.10	1.90	2.50	2.16	-	100.37
96.	Ар269	"	55.27	0.97	19.61	2.72	3.59	0.23	7.22	4.09	3.00	2.15	1.00	-	-	99.85
97.	И829	Андезит	59.77	1.00	17.91	3.76	1.51	0.08	6.08	2.66	3.78	3.14	0.68	-	0.31	99.68
98.	Ар185	"	58.11	0.60	17.45	5.49	1.87	0.28	5.46	2.38	3.40	2.55	2.20	-	0.04	99.83

77, 78. Верховья р. Сисиан, в 1 км. к СВ от вершины г. Гядык. 79. В 0,5 км. к СЗ от вершины г. Гехакар. 80. Вершина г. Гехакар. 81, 82, 83. В 2 км. к СВ от вершины г. Еркатасар. 84, 85. Водораздел Зангезурского хребта, в 2,5 км. к С от г. Наапет. 86. В 2 км. к СВ от вершины г. Еркатасар. 87. Ущелье левого притока р. Дали, в 4,5 км. к ЮЗ от с. Аревис. 88. Вершина г. Гядык. 89. Ущелье левого притока р. Дали, в 5 км. к ЮЗ от с. Аревис. 90. Ущелье левого притока р. Айри, в 2,2 км. к СВ от вершины г. Еркатасар. 91. СВ склон г. Гядык, в 0,4 км. от вершины. 92. В 1 км. на С от вершины г. Наапет. 93. Ущелье р. Сисиан, в 3,7 км. к ЮЗ от с. Аревис. 94. В 2 км. к ЮВ от г. Джамал. 95. В 2,7 км. к ЮВ от г. Салвард. 96. В 1,5 км. к СВ от г. Джамал. 97. (Карапетян С., 1972) ЮЗ склон г. Салвард. 98. В 3,5 км. к В от г. Джамал, ущелье правого притока р. Салвард.

№ п/п	№обр.	П о р о д ы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	CO ₂	P ₂ O ₅	Сумма
99.	T573	Андезит-дацит	64.86	0.44	17.57	0.24	3.78	—	1.92	2.17	4.47	2.04	1.94	—	—	99.43
100.	T574	—"	61.40	—	18.62	3.54	2.18	—	4.32	1.95	1.40	4.29	1.84	—	—	99.54
101.	T575	—"	64.00	0.47	17.74	4.05	1.45	—	2.54	1.46	3.07	4.79	1.20	—	—	100.77
102.	П153	—"	64.72	0.58	17.69	1.99	0.89	0.33	4.29	0.69	4.26	2.74	1.92	—	0.14	100.24
103.	П154	—"	63.72	0.35	19.38	1.19	2.86	0.06	4.68	2.04	2.38	3.64	—	—	0.35	100.65
104.	П156	—"	63.07	0.80	16.47	2.25	1.36	0.14	5.00	1.48	1.25	6.80	1.07	—	—	99.69
105.	I832	—"	62.56	0.44	16.27	4.17	1.44	0.44	4.83	2.30	3.75	3.25	1.01	—	—	100.46
106.	I828	—"	62.83	0.77	16.46	2.31	1.51	0.07	4.06	1.80	3.46	3.80	2.01	—	0.24	99.32
107.	II4	—"	62.30	1.02	16.85	3.54	1.79	0.17	2.55	1.08	4.70	5.00	0.95	—	—	99.95
108.	K687	Даци́т	67.16	0.22	17.19	0.81	0.87	0.04	3.69	0.91	4.14	1.37	2.04	—	—	98.44
109.	K688	—"	65.74	0.36	17.18	2.47	1.16	0.08	4.34	1.68	4.22	2.02	0.32	—	—	99.57
110.	П1001	—"	66.96	0.56	13.27	4.00	1.68	—	2.93	1.47	3.07	3.90	2.45	—	—	100.29
111.	T991	—"	65.00	0.14	19.14	2.32	1.02	0.04	4.55	1.25	4.32	1.78	1.00	—	—	100.56
112.	T992	—"	65.24	0.25	18.83	1.39	1.16	0.05	4.50	1.53	4.26	1.62	1.90	—	—	100.83
113.	T576	—"	65.10	0.11	16.08	2.20	1.22	—	3.68	0.90	3.33	3.65	2.80	—	—	99.07
114.	П159	—"	67.12	1.16	18.04	1.59	0.80	—	1.23	0.62	4.30	3.56	1.80	—	0.04	100.35
115.	П160	—"	65.25	0.20	19.71	3.00	0.53	—	3.63	0.63	3.76	1.33	1.00	—	—	99.04
116.	582	Липарито-дацит	67.73	0.49	17.23	1.08	1.19	0.03	4.22	0.81	3.62	1.62	2.20	—	—	100.22
117.	M686	—"	70.40	0.50	14.74	2.08	1.16	0.09	2.91	1.17	3.42	2.24	2.20	—	—	100.91
118.	K690	—"	71.38	0.16	16.02	1.02	0.72	0.02	2.56	0.92	2.94	2.64	0.64	—	—	99.02
119.	I837	—"	69.37	0.27	16.70	2.09	0.28	0.01	3.22	0.55	4.25	1.88	1.90	—	—	100.42
120.	K611	Липарит-	75.10	0.08	13.93	1.74	—	0.09	0.41	0.27	3.31	4.14	0.20	—	—	99.27
121.	П55	—"	73.04	0.20	14.93	1.58	0.53	0.20	0.71	1.04	0.97	5.52	1.22	—	0.26	100.80
122.	К1301	—"	76.20	0.26	13.32	0.79	0.59	сл.	0.72	0.31	1.50	5.30	0.89	—	—	99.88

99,100. (Татевосян, 1955) с.Салкар. 101. (Татевосян, 1955) с.Лернашен. 102,103,104. (Гульян, 1966) район с.Мурхуз. 105,106. (Карапетян С., 1972) вершина г.Салвард. 107. В 1,5 км. к З от вершины г.Бердакар. 108. (Карамян, 1954) северный склон Баргушатского хребта, с.Мурхуз. 109. (Карамян, 1954) северный склон Баргушатского хребта, г.Дали-Кахс. 110. (Исаенко, 1951) с.Дастакерт. 111,112. (Татевосян, 1955) вершина г.Бердакар. 113. (Татевосян, 1955) у родника на дороге в с.Пюсек. 114,115. (Гульян, 1966) район с.Дастакерт. 116. У с.Лернашен. 117. (Мкртчян, 1958) с.Софулу. 118. (Карамян, 1954) с.Софулу. 119. (Карапетян С., 1972) у с.Софулу. 120. (Карамян, 1954) с.Дастакерт. 121. (Гульян, 1966) Баргушатский хребет, ущелье р.Сари-дара. 122. Ущелье р.Дастакерт.

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ⁺	CO ₂	Σ	a	b	c	f'	m'	c'	t	φ	n	Q	a/c		
Первый комплекс.												Известково-щелочная серия													
1.	47.14	0.90	19.31	4.99	6.13	0.24	10.01	5.66	2.42	0.70	1.44	1.01	99.95	58.8	6.8	23.8	10.6	45.6	43.5	10.9	1.38	19.3	84.8	-6.6	0.64
2.	53.52	0.73	18.21	4.20	4.99	0.20	7.22	4.09	3.91	1.38	1.47	0.25	100.17	63.9	11.1	17.9	7.1	48.4	40.5	11.1	1.00	20.2	80.9	-1.5	1.57
3.	58.14	0.48	17.12	3.74	3.74	0.13	5.18	3.29	3.80	1.80	1.31	1.22	99.95	65.0	10.7	15.0	9.3	43.6	36.4	20.0	0.62	20.5	76.2	-2.7	1.15
4.	63.32	0.60	16.32	2.97	3.36	0.11	4.57	2.39	4.37	1.19	1.07	-	100.35	73.1	11.5	10.2	5.2	56.4	39.6	4.0	0.75	24.8	85.0	+18.0	2.22
5.	68.46	0.39	14.76	2.16	2.40	0.18	3.04	1.75	3.82	1.59	1.39	0.60	100.54	77.2	10.6	8.6	3.6	47.3	33.8	18.9 ^{x)}	0.44	21.3	78.4	+29.0	2.95
6.	74.44	0.24	13.19	1.52	1.65	0.04	1.63	0.46	5.00	1.70	0.46	-	100.33	81.6	13.0	3.5	1.9	75.9	20.4	3.7 ^{x)}	0.24	33.4	81.9	+35.3	6.85
Первый комплекс.												Субщелочная серия													
7.	48.69	1.04	19.08	5.73	4.49	0.35	8.55	5.14	2.61	2.51	1.12	0.75	100.40	59.9	10.0	21.6	8.5	45.3	43.0	11.7	1.70	24.2	60.9	-8.7	1.18
8.	52.69	1.01	18.62	4.29	4.59	0.15	6.81	2.93	3.56	3.09	1.68	0.71	100.13	64.5	13.1	15.7	6.7	53.9	32.9	13.2	1.46	24.6	63.5	-3.9	1.96
9.	56.06	0.80	17.56	4.06	3.60	0.13	4.97	2.85	3.80	4.16	1.96	-	99.95	66.5	15.0	13.8	4.7	52.5	35.8	11.7	1.06	26.5	57.5	-1.7	3.20
10.	62.75	0.42	17.19	3.15	2.45	0.17	3.83	1.84	4.10	3.65	0.93	-	100.48	72.5	14.4	8.7	4.4	60.6	36.2	3.2	0.47	30.7	63.2	+11.8	3.28
11.	64.14	0.45	17.41	1.80	2.59	0.11	2.22	1.54	4.60	4.86	0.73	-	100.45	72.9	17.0	7.5	2.6	53.6	34.6	11.8 ^{x)}	0.47	20.0	59.0	+9.2	6.54
Второй комплекс.												Толеитовая серия													
12.	47.71	0.61	19.36	4.62	5.66	0.18	8.99	4.36	2.78	0.76	1.61	3.14	99.80	61.0	8.0	20.5	10.5	52.1	40.1	7.8	1.00	21.6	84.9	-4.5	0.76
13.	54.49	0.22	18.09	5.03	3.33	0.15	7.63	2.10	3.00	2.37	1.71	1.26	100.38	67.2	10.8	13.6	8.4	59.8	28.2	12.0	0.33	33.7	65.9	+4.4	1.28
14.	57.59	0.63	16.52	5.46	3.12	0.11	6.93	2.33	3.56	1.81	0.61	1.56	100.35	68.4	10.8	14.7	6.1	53.9	27.9	18.2	0.89	3.27	75.0	+9.1	1.77
15.	70.48	0.39	12.19	4.38	1.88	0.12	2.91	1.68	3.62	1.97	0.80	-	100.42	78.0	10.4	8.9	2.7	61.0	30.9	8.1	0.42	41.2	73.5	+32.5	3.86
16.	71.72	0.30	13.29	1.77	2.08	0.06	1.73	1.03	5.00	1.25	1.00	0.65	99.88	79.8	12.5	5.8	1.9	58.6	28.8	12.6 ^{x)}	0.33	25.3	85.8	+32.7	6.54
Третий комплекс.												Известково-щелочная серия													
17.	49.64	0.84	18.66	5.15	3.02	0.21	10.64	2.64	3.20	0.50	2.50	2.92	99.90	63.6	8.6	18.2	9.6	45.9	27.4	26.7	1.20	27.1	91.2	+0.4	0.89
18.	54.85	0.85	19.48	3.30	2.51	0.23	8.13	2.84	3.05	2.02	1.75	1.08	100.64	67.5	10.3	13.4	8.8	46.2	40.5	13.3	1.09	24.3	70.0	+5.6	1.17
19.	58.44	0.80	17.68	4.62	1.69	0.18	5.77	2.52	3.59	2.84	0.80	0.64	99.57	69.6	12.6	11.8	6.0	51.5	37.6	10.9	1.14	35.2	65.5	+8.0	2.10
20.	63.27	0.54	17.45	2.58	1.91	0.20	3.79	1.66	3.19	4.03	0.60	0.96	100.18	74.9	13.4	8.5	4.8	50.8	34.2	15.0 ^{x)}	0.34	26.6	55.0	+16.6	2.79
21.	65.95	0.38	17.44	2.22	1.07	0.03	3.57	1.12	3.93	2.38	0.60	0.86	99.55	76.0	10.8	8.9	4.3	33.1	20.8	46.1 ^{x)}	0.45	21.5	80.9	+26.1	2.51
22.	69.72	0.36	16.17	1.57	0.84	0.04	3.23	0.86	3.56	2.10	1.00	0.82	100.27	78.9	10.7	6.6	3.8	31.7	21.4	46.9 ^{x)}	0.43	20.4	72.2	+32.6	2.82
23.	71.31	0.18	14.62	1.84	0.65	0.13	1.47	0.93	2.56	4.43	1.07	0.37	99.19	79.2	11.7	7.3	1.8	29.1	20.0	50.9 ^{x)}	0.25	20.0	46.6	+33.0	6.50

x) = a'

Главные типы пород: 1. Базальт (24), 2. Андезито-базальт (14), 3. Андезит (6), 4. Андезито-дацит (2), 5. Липарито-дацит (5), 6. Липарит (2), 7. Трахибазальт (4), 8. Трахиандезито-базальт (7), 9. Трахиандезит (3), 10. Трахиандезито-дацит (2), 11. Трахидацит (2), 12. Базальт (1), 13. Андезито-базальт (2), 14. Андезит (2), 15. Липарито-дацит (2), 16. Липарит (1), 17. Базальт (1), 18. Андезито-базальт (2), 19. Андезит (2), Андезито-дацит (9), 21. Дацит (8), 22. Липарито-дацит (4), 23. Липарит (3).

	Серия	Главные типы пород	Серийные индексы и серии по А.Ритману					Индекс затвердевания и щелочной известковый индекс по Х.Куно				Индекс Пикокса	Серии пород по Пикоксу
			σ	σ̄	An	P	тип ассоциации	Si	$\frac{CaO}{Al_2O_3 + FeO}$	$\frac{SiO_2}{CaO + Na_2O + K_2O}$	Серии		
Первый комплекс	Известково-щелочная серия	Базальт	2.35		0.60	61.28		28.4				56.9	Тихоокеанская известково-щелочная
		Андезито-базальт	2.66		0.39	58.34		22.0					
		Андезит	2.07		0.35	61.05		20.1					
		Андезито-дацит	1.54	1.87	0.31	63.95	Тихоокеанский средний известково-щелочной	16.7	5.6	20.5	Известково-щелочная		
		Липарито-дацит	1.15		0.29	67.78		14.9					
		Липарит	1.43		0.13	61.78		4.5					
	Субщелочная серия	Трахибазальт	4.54		0.44	55.51		25.0				52.9	Атлантическая, щелочно-известковая
		Трахиандезито-базальт	4.56		0.33	54.27		15.9					
		Трахиандезит	4.85	4.25	0.23	52.14	Атлантический переходный к тихоокеанскому.	15.4	6.2	13.6	Субщелочная		
		Трахиандезито-дацит	3.08		0.22	57.83		12.1					
		Трахиланит	4.24		0.14	53.88		9.4					
Второй комплекс	Известково-щелочная серия	Базальт	2.66		0.56	60.01		24.0				63.8	Тихоокеанская, известковая
		Андезито-базальт	2.51		0.43	61.57		13.3	5.4	13.3			
		Андезит	1.98	1.93	0.35	60.47	Тихоокеанский средний известково-щелочной	14.3			Толетовая		
		Липарито-дацит	1.14		0.19	62.72		12.4					
		Липарит	1.36		0.16	61.68		9.3					
	Известково-щелочная серия	Базальт	2.06		0.52	60.56		16.0				57.7	Тихоокеанская, известково-щелочная
		Андезито-базальт	2.17		0.46	63.63	Тихоокеанский средний известково-щелочной	20.7					
		Андезит	2.67		0.32	59.61		16.5					
		Андезито-дацит	2.58	2.02	0.28	62.20		12.4	6.3	17.0	Известково-щелочная		
		Дацит	1.74		0.31	66.61		10.5					
Третий комплекс	Известково-щелочная серия	Липарито-дацит	1.20		0.32	71.12		9.6					
		Липарит	1.73		0.23	66.32		8.9					

рывной тектоники отражающейся, как в характере проявления вулканизма, так и в уровне генерации магм. Этим, по-видимому, можно объяснить смену раннепалеогеновых известково-щелочных ассоциаций, позднепалеогеновыми — толеитовыми, оливин-базальтовыми.

И уже в заключительной стадии, в мио-плиоцене, по различным системам нарушений одновременно поступают на поверхность контрастные серии лав.

З а к л ю ч е н и е

Анализ большого фактического материала позволяет авторам несколько по иному трактовать историю развития вулканизма и формирования вулканогенно-осадочных толщ Зангезурского сегмента Памбак-Зангезурской структурно-формационной зоны в позднегеосинклинальный и раннеорогенный этапы геотектонического развития.

1. Начиная с низов эоцена (возможно палеоцена) идет накопление мощной терригенно-флишовой толщи (пирамсарская свита) с характерным северо-восточным структурным планом развития, унаследованным, вероятно, от региональных верхнемеловых поперечных прогибов, картируемых на отдельных участках соседнего Кафанского мезозойского блока.

2. В среднем эоцене, с некоторой консолидацией территории в условиях морского режима, формируется преимущественно терригенная толща (даличайская и багацсарская свиты), имеющая общекавказский план развития. В составе ее, наряду с терригенно-осадочным материалом значительное место занимает вулканогенный материал, преимущественно в пирокластических фациях.

3. В конце среднего эоцена в связи с активизацией региональных глубинных разрывных нарушений происходит крупная вспышка вулканизма, в результате которого формируется мощный, сложнофациальный вулканический комплекс, условно объединяемый нами в капутджухскую свиту. Преимущественным развитием здесь пользуются вулканические образования основного и среднего состава, принадлежащие к известково-щелочной и субщелочной сериям и относящиеся к базальт-андезитобазальтовой формации. Отличительной особенностью вулканизма этого периода является широкое развитие экструзивных фаций — крупные и мелкие штоки, дайки, неправильные тела сложной формы, прорывающие почти повсеместно вышеуказанные толщи.

Характерной, специфической особенностью изученного вулканизма данной области является также широкое развитие процессов автометасоматоза и формирование брекчированных разностей пород, как в собственно эффузивной, так и в экструзивной фациях. Последнее, по-видимому, связано с природой магматических расплавов, значительно обогащенных газовой составляющей. По нашему мнению именно этим можно объяснить широкое проявление экструзивного вулканизма в виде рвущих "эксплозивных брекчий". В дальнейшем, при постановке специальных палеовулканологических и микроструктурных исследований, по-видимому, будет возможным выделить особый тип вулканизма, про-

являющийся на определенных этапах тектонического развития территорий.

4. С продолжающейся тенденцией воздымания области и переходом ее к орогенному этапу развития, в относительно спокойных прибрежно-континентальных условиях формируется преимущественно вулканогенная толща (гехарская свита), представленная оливиновыми сериями пород основного состава с характерным красноцветным перерождением.

5. Особенности вещественного состава и химизма изученных вулканических серий позволяет отнести их к известково-щелочным, субщелочным и толеитовым ассоциациям вулканогенных пород и объединить их в три относительно самостоятельных вулканических комплекса: I комплекс (нижний-средний эоцен) – даличайская и капутджухская свиты; II комплекс – (верхний эоцен-олигоцен (?)) – гехарская свита и III комплекс (мио-плиоцен) – салвардская свита. Формирование этих комплексов связано с наиболее значительными по масштабам вспышками вулканизма области в течение палеогена и неогена.

ЛИТЕРАТУРА

- Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, М., 1961.
- Барсегян В. Б., Габриелян А. А., Саркисян О. А., Симонян Г. П., Торосян Р. А. Новые данные по геологии Южного Зангезура. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1972.
- Белов А. А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпибайкальской субплатформы на Малом Кавказе. Известия АН СССР, сер. геол., № 10, 1968.
- Белов А. А. Стратиграфия и структура метаморфизованных вулканогенных и осадочных комплексов зоны Анкавано-Зангезурского разлома в юго-западной Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 1, 1969.
- Борсук А. М., Масуренков Ю. П. О жерловых формах интрузивного процесса. Известия АН СССР, сер. геол., № 4, 1964.
- Габриелян А. А. Новейшая тектоника и сейсмичность Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Известия АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XVI, № 4-5, 1963.
- Габриелян А. А., Мамедов Т. А. Новые данные о возрасте вулканогенной свиты палеогена Нах. АССР и Южного Сюника (Арм. ССР). ДАН Арм. ССР, № 4, 1967.
- Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Карапетян К. И., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Арм. ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1-2, 1968.
- Гуյумджян О. П. Об обнаружении пермских отложений в Зангезуре (Армянская ССР). ДАН Арм. ССР, т. XXXUP, № 5, 1963.
- Гуյумджян О. П. О соотношении вулканогенных и осадочных образований в "псевдо-вулканогенно-осадочных" формациях Баргушатского хребта (Армянская ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 5, 1968.

- Карамян К. А. Структура и условия образования Дастакертского медно-молибденового месторождения. Изд. АН Арм.ССР, 1962.
- Мерлич Б. В., Зайцева В. Н., Спитковская С. М., Сасин Г. Г., Неогеновые вулканические жерловины Закарпатья. Геол. сборник Львовского об-ва, № 7-8, 1961.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В. "Туфолавы" и родственные им образования Центрального Кавказа. Тр. лабор. вулканологии, вып. 20, 1961.
- Мкртчян С. С. Новые данные о геологическом строении южной части Армянской ССР. Изд. АН Арм.ССР, 1948.
- Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. Изд. "Мир", М., 1964.
- Фаворская М. А. и др. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. Изд. "Недра", 1969.
- Яковлева Е. Б. Автомагматические брекчии Казахстана. Советская геология, № 8, 1963.
- Кипо Н. **Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. volcan. ser. II, v. XX, 1959.**

Э. Х. Харазян, А. Г. Куюмджян

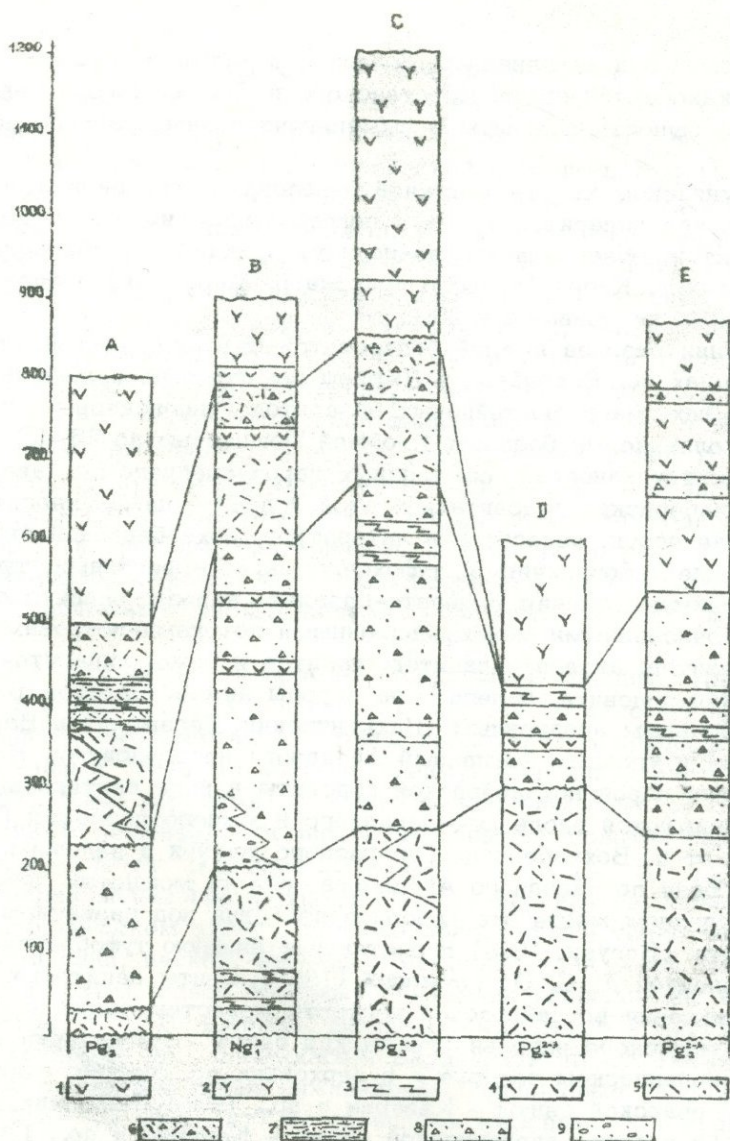
НЕКОТОРЫЕ ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ПЛИОЦЕНОВОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ СВИТЫ АРМЯНСКОЙ ССР

Среди новейших вулканических пород Армянской ССР определенное место занимают образования плиоценового возраста, значение которых особенно возросло в последнее время в связи с обнаружением многочисленных, генетически связанных с ними, рудопроявлений **Hg, Sb, As, Fe, Mn, Cu** и др. металлов (Акопян, Зарьян, 1970, Григорян, 1964, Магакян, 1959 и др.).

Породы плиоценовой вулканогенной свиты, с наибольшими мощностями до 1,2 км, покрывают площадь более 2500 кв. км. Разнообразные лавы и вулкано-обломочные образования плиоценового возраста, известные в литературе под названиями вохчабердской, варденисской, биченагской и др. свит, распространены в пределах главнейших горных сооружений Центрального вулканического нагорья Армянской ССР, где преимущественно занимают водораздельные части хребтов и гребни их отрогов, местами перекрытые плащом молодых – антропогенных вулканических пород. Основные выходы с наиболее полными разрезами плиоценовой вулканогенной свиты расположены в Цахкуняцком, Гегамском, Восточноеванском, Зангезурском хребтах и в Западном Айоцдзоре. Сопоставление стратиграфических разрезов (фиг. 1) выявило большое сходство плиоценовых вулканитов всех названных районов. Общий разрез свиты (снизу вверх) для всей территории Армянской ССР представляется в следующем виде:

1. Нижняя подсвита умеренно кислых и кислых пород с общей белесоватой окраской (нижняя белесоватая подсвита). Представлена дацитовыми, липарито-дацитовыми и трахилипаритовыми эффузиями и их пирокластолитами (пемзовые туфы, туфоалевролиты, туфопесчаники, туфобрекчии). В эксплозивных продуктах некоторое развитие имеет также грубообломочный андезит – дацитовый материал.

Нижняя белесоватая подсвита с отчетливым угловым и эрозионным несогласием залегает на породы различного возраста, вплоть до олигоцен – нижнего миоцена. Наибольшее ее развитие наблюдается на юго-западных подножьях Гегамского нагорья – между сс. Джрвеж, Вохчаберд, Мангюс, на Варденисском хребте – в верховьях бассейнов рр. Варденик (на севере) и Ехегис (на юге), Западном Айоцдзоре –



Фиг. 1. Стратиграфические разрезы плиоценового вулканического комплекса Армянской ССР.

А - Цахкунянский хребет; В - Гегамское нагорье; С - Вардениское нагорье; Д - Западный Айодзор; Е - Центральная часть Зангезурского хребта;

1. Пироксеновые, пироксен-роговообманковые и роговообманковые андезиты; 2. Крупноплевошпатовые роговообманково-биотитовые андезиты-дациты и дациты; 3. Оливиновые и оливин-пироксеновые базальты и андезиты-базальты; 4. Липаритовые, липарито-дацитовые, обсидиановые и перлитовые лавы; 5. Липаритовые пемзовые туфы, туфопесчаники, туфобрекчии; 6. Туфобрекчии с обломками андезит-дацитов и липаритовым пемзово-пепловым цементом; 7. Рыхлые песчаники, глинистые песчаники и гравелиты с примесью липаритового пемзового туфогенного материала; 8. Туфобрекчии, туфы, туфопесчаники андезит-дацитового состава; 9. Конгломераты, конгломерато-брекчии андезит-дацитового состава.

в районах сс. Элпин, Ахавнадзор, Зовашен, а также в основании плиоценовой вулканогенной свиты Воротанского и Сисианского перевалов. Наибольшая мощность подсвиты в вышеперечисленных районах достигает 300 м.

На Цахкуняцком хребте к нижней белесоватой подсвите относится небольшой выход липаритовых лав и подстилающих их белых пемзовых пирокластолитов, обнажающихся из-под туфобрекчий вохчабердского типа в верховьях р. Кабах (правого притока р. Мармарик). Обнаженная мощность здесь не превышает 25 м.

В основании разреза нижней белесоватой подсвиты Гегамского нагорья в районах сс. Вохчаберд и Джрвеж залегают несколько потоков, так называемых, мандельштейновых базальтов (пироксеновые, плагиоклазовые и оливиновые базальты), общей мощностью до 25–35 м.

2. Подсвита вулканогенно-обломочных пород среднего состава (собственно вохчабердская подсвита). К этой подсвите нами относятся нижние и средние части, известной в литературе, вохчабердской свиты, представленные туфобрекчиями, туфоконгломерато-брекчиями, туфопесчаниками преимущественно андезито-базальт-андезит-дацитового состава с многочисленными межформационными потоками-покровами различных андезитов, андезито-дацитов, дацитов и реже, липарито-дацитов. Вохчабердская подсвита залегает на породы нижней белесоватой подсвиты с небольшим эрозионным (Цахкуняцкий, Гегамский и Варденисский хребты) и угловым (Западный Айоцдзор) несогласиями. Непрерывные обнажения пород вохчабердской подсвиты в виде вертикальных карнизов протягиваются вдоль юго-западного и южного подножий Гегамского нагорья, от с. Вохчаберд до Гегардского ущелья и дальше по верховьям р. Веди до Западного Айоцдзора, где их мощности достигают 500 м. В последнем месте эта подсвита известна под названием гортунской свиты (Вегуни, 1966) и составляет нижнюю туфобрекчиевую часть, выделенной А. С. Остроумовой (1967), свиты дацитовых лав. Мощные обнажения вохчабердской подсвиты известны также в центральной части Гегамского нагорья (гегамская свита – Багдасарян и др., 1971), на Варденисском нагорье – в верховьях рр. Масрик (нижняя часть басаргечарской свиты – Казарян и др., 1967), Варденик, Мартуни, Ехегис (в составе варденисской свиты – Казарян и др., 1967) и на Зангезуре и Восточном Айоцдзоре (часть биченагской свиты – Азизбеков, 1961). На Цахкуняцком хребте обнажения вохчабердской подсвиты сильно ограничены, известны они лишь в верховьях р. Кабах, мощностью до 150 м.

В верхней части вохчабердской подсвиты Варденисского хребта А. Г. Куюмджяном обнаружены несколько потоков оливин-пироксеновых базальтов общей мощностью до 30–35 м. Аналогичные основные лавы известны также в разрезах этой подсвиты Зангезурского хребта (андезито-базальтовый поток в разрезе г. Сальвард и долеритовая интрузия Арраджа по Ш. А. Азизбекову – 1961) и на Западном Айоцдзоре (оливиновый трахиандезито-базальт по А. С. Остроумовой – 1967).

3. Подсвита липаритов, липарито-дацитов, обсидианов, перлитов и их взрывчатых аналогов – пемзовых брекчий, песков, пещлов (верхняя белесоватая подсвита). Эта подсвита развита только в пределах

Цахкуняцкого, Гегамского и Варденисского хребтов и в бассейне р. Раздан. Особо представителен разрез верхней белесоватой подсвиты в Цахкуняцком хребте, где последняя с заметным угловым несогласием залегает на туфобрекчиях вохчабердской подсвиты. Большие площадные обнажения этих пород наблюдаются в северной части хребта, вдоль грунтовой дороги Апаран—Анкаван, а также по всей длине хребта отсюда на юг, в особенности вдоль юго-западных склонов главного Тегхенисского отрога, в периферийных южных, юго-восточных и восточных частях, в районах сс. Арзакан, Тхит, Ахпюрак, Макраванк, Цахкадзор, Мармарик. Интересно отметить, что лаьовые потоки и куполовидные тела этих пород, преимущественно, локализованы на западных частях хребта, к югу и юго-востоку они фациально переходят в эксплозивные обломочные образования. В верхах разрезов эксплозивных фаций большое развитие получает и терригенный осадочный материал — глинистые пески, пески, песчано-гравелистые образования, переслаивающиеся с пемзовым липаритовым материалом. В этой части разрезов в районах сс. Цахкадзор, Джрашат и Арзакан встречаются 2—3 потока оливиновых и оливин-пироксеновых андезито-базальтов общей мощностью 15—30 м.

Самые верхние части верхней белесоватой подсвиты Цахкуняцкого хребта в районе с. Арзакан и вдоль восточного склона главного Цахкуняцкого (Шахсуварского) отрога представлены крупнообломочными туфобрекчиями (обломки которых преимущественно представлены андезит-дацитовыми породами) с липарито-дацитовым пепловым, песчаным и гравийным цементом. Мощность верхней белесоватой подсвиты Цахкуняцкого хребта достигает 200—220 м.

Примерно аналогичное строение имеет верхняя белесоватая подсвита на Варденисском хребте, где она представлена тонко чередующимися слоями глин, песков, брекчий и пемзового-пеплового материала мощностью до 120 м. Здесь основные обнажения расположены в бассейнах рр. Масрик (у с. В. Шоржа), Варденик, Арцванист и Ехегис (в основаниях массивов гг. Сандухкасар, Варденик и др.). К указанной подсвите здесь относятся также ниже-среднеплиоценовые (абсолютный возраст — 4,3—5,3 млн. лет) куполовидные массивы гг. Маралдаг и Далидаг.

Обнажения верхней белесоватой подсвиты Гегамского нагорья находятся в верхних частях склонов Гегардского ущелья, над вохчабердскими туфобрекчиями. Здесь они сложены белыми пемзовыми пеплами, песками и мелкообломочными брекчиями с подчиненным количеством более грубообломочного материала среднего состава.

Полными возрастными (абс. возраст 5 млн. лет) и петрографическими аналогами верхней белесоватой подсвиты, по нашему мнению, являются и куполовидные тела липарито-дацитов Гюмуш и Авазан в бассейне р. Раздан (С. Карапетян, 1968).

4. Подсвита эффузивных пород среднего состава (цахкуняцкая подсвита). Сложена многочисленными потоками и покровами оливин-пироксеновых андезито-базальтов и андезитов, двупироксеновых андезитов, пироксен-роговообманковых андезитов и андезито-дацитов, роговообманково-биотитовых и крупноплевошпатовых андезито-дацитов и да-

цитов, венчающих разрез плиоценовой вулканогенной свиты всех перечисленных районов Армянской ССР. Особо большое развитие эта подсвита имеет на Цахкуняцком, Восточносеванском, Зангезурском хребтах и на Западном Айоцдзоре. На Зангезуре в составе подсвиты в подчиненном количестве развит также эксплозивный туфобрекчиевый материал того же состава, образующий отдельные выдержанные горизонты мощностью до нескольких десятков метров. Расположение разного состава лав на разрезах подсвиты незакономерное. Наибольшая мощность цахкуняцкой лавовой подсвиты наблюдается на Восточносеванском хребте — до 550 м.

Возраст последних трех подсвит описываемой вулканогенной свиты Армянской ССР геологическими и абсолютно-геохронологическими (4–8 млн. лет) данными большинством исследователей определяется как послесарматский и доверхнеплиоценовый, т.е. соответствует нижнему-среднему плиоцену. По вопросу с возрасте нижней белесоватой подсвиты (нижней белесоватой свиты Приереванского района) есть некоторая неясность: А. Т. Асланян (1955) и А. Т. Вегуни (1966) относят эту подсвиту (свиту) к верхнему сармату, указывая на факт ее переслаивания с фаунистически охарактеризованными отложениями раздансой свиты Приереванского района. Однако, А. А. Габриелян (1964), главным образом, обращая внимание на факт полного отсутствия какого-либо вулканогенного материала в самой разданской свите, считает белесоватую свиту возможно более молодой, чем верхний сармат. Учитывая это, а также согласное во многих местах перекрывание вохчабердской подсвитой, нижнюю белесоватую подсвиту мы условно включили в состав плиоценовой вулканогенной свиты.

В формировании плиоценовой вулканогенной свиты Армянской ССР главную роль играли крупные полигенные вулканы, о существовании которых свидетельствуют известные во многих районах поля гидротермально измененных, адунитизированных и вторично-окварцованных пород — следов фумарольной деятельности крупных палеовулканов (Куплетский, 1929, Милановский, 1952, Kharazjan, Torosjan, 1973), а также большое развитие вокруг них сложной системы даек, некков и экструзий (Азизбеков, 1961, Милановский, 1952, Остроумова и др., 1973, Центер, Розинова, 1972).

Ниже дается краткая петрографическая характеристика различных пород плиоценовой вулканогенной свиты.

а) Оливиновые и др. базальты и андезиты-базальты. Эта группа пород выделяется своими темно-серыми или черными внешними окрасками. Они имеют порфировую, реже серийно-порфировую микроструктуры с вкрапленниками того или иного темно-цветного минерала и лабрадора. Темно-цветный минерал представлен оливином, оливином или клинопироксеном или только клинопироксеном. Основная масса пород полнокристаллическая пойкилофитовая, иногда микродолеритовая и более редко — гиалопилитовая. Сложена основная масса плагиоклазом, клинопироксеном, оливином, магнетитом, редко калиевым полевым шпатом (на Западном Айоцдзоре по данным А. С. Остроумовой — 1937) и бурыми или черным стеклом. Из вторичных минералов развиты хлориты, карбонаты кальция и железистые гидроокислы, образовавшиеся при процессах выветривания.

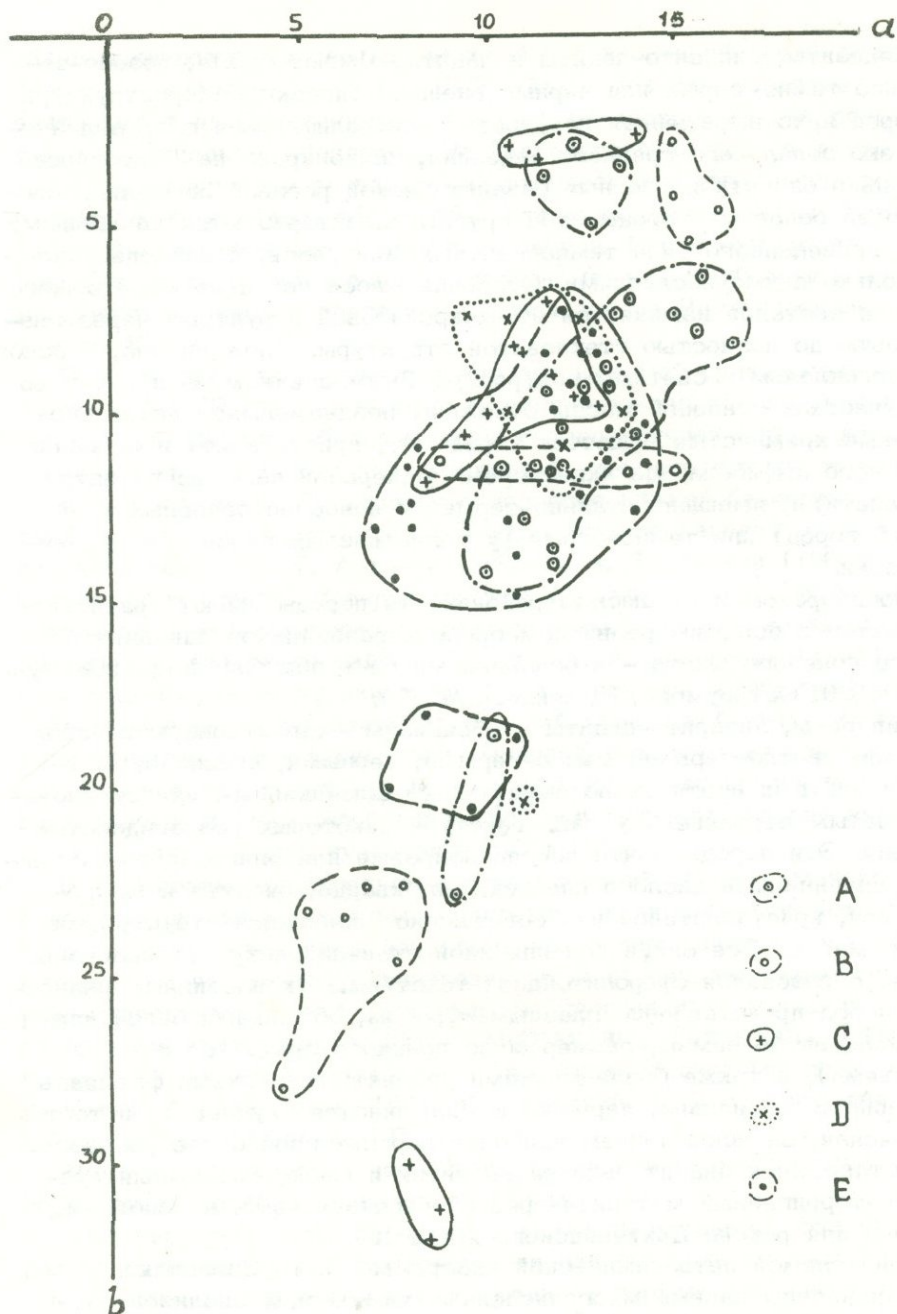
б) Андезиты, андезито-дациты и дациты. Имеют серые, розово-серые, редко темно-серые или черные внешние окраски. Микроструктура этих пород ярко выраженная порфировая или полифировая с вкраплениями резко зонального среднего андезина, клинопироксена, ортопироксена, сильно опацизированных базальтической роговой обманки и биотита. Более основные породы этой группы характеризуются начальными членами приведенного ряда темно-цветных минералов, а наиболее кислые — только двумя последними. Основная масса пород по мере общего поокисления составов изменяется от микролитовой структуры через гиалопилитовую до полностью стекловатой структуры. Сложена она, в основном, плагиоклазом и светлым полуразрушенным стеклом. В порах и во многих участках основной массы отложены позднемагматические экстракционные кремнистые вещества (тридимит, кристобалит) и иголки моноклинного амфибола. Из аксессуарных минералов чаще всего встречаются апатиты, имеющие стально-серые (у наиболее основных разновидностей пород) или темно-бурые (у более кислых пород) плесхричные окраски.

В Айодцзорском и Гегамском районах эти породы имеют трахитоидный характер с большим развитием среди вкрапленников санидина и калиевого полевого шпата — в основной массе (Габриелян и др. 1968, Куплетский, 1929, Остроумова, Румянцева, 1967).

в) Липариты, липарито-дациты и обсидианы — характеризуются своими белыми, светло-серыми, темно-серыми, черными, красно-бурыми внешними цветами и отчетливо выраженным флюидалным или стекловато-полосчатым строением у лав. Текстура некоторых разновидностей перлитовая. Эти породы почти всегда афировые или олигофировые с редкими вкрапленниками кислого плагиоклаза, кварца, биотита и микрофельзитовой, кристаллитовой или совершенно гиалиновой структурами основной массы. Все они, в той или иной степени, раскристаллизованы, вплоть до образования сферолитоидной текстуры. Эксплозивные разновидности этих пород представлены, главным образом, обломками белой или светло-желтоватой пемзы, размером до грецкого ореха (до 80–90% всего объема), а также более мелкими угловатыми кусками флюидалных липаритов, обсидиана, перлита. В большинстве случаев слоистость в них неясная, за исключением наиболее верхних горизонтов разрезов, где в составе пачек значительно развивается и мелкообломочный вулканогенно-терригенный материал среднего состава (это, в основном, характерно для района Цахкуняцкого хребта).

На прилагаемой петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого (фиг. 2) нанесены данные многочисленных химических анализов различных пород плиоценовой вулканогенной свиты Армянской ССР, сделанных по образцам авторов (главным образом, по Цахкуняцкому, Варденисскому и Зангезурскому районам), а также заимствованных из литературных источников^х. Здесь эти анализы разделены по отдельным

^х Для составления петрохимической диаграммы использованы также данные Ш. А. Азизбекова (1961), Б. М. Куплетского (1929), А. С. Остроумовой (1967), А. С. Остроумовой и др. (1973), С. Б. Абояна и др. (1962), И. Я. Центера и Е. Л. Рознцовой (1972).



Фиг. 2. Диаграмма А. Н. Заварицкого для пород плиоценового вулканического комплекса Армянской ССР.
 А — Цахкуняцкий хребет; В — Гегамское нагорье; С — Варденисское нагорье; Д — Западный Айоцдзор; Е — Зангезурский хребет.

районам. При первом же ознакомлении с этой диаграммой сразу бросается в глаза оторванность друг от друга полей развития базальт - андезито-базальтовых, андезит-дацитовых и липарит - липарито-дацитовых пород. Этот факт, а также совершенно незакономерная последовательность расположения разных типов пород в разрезах (например - частые переслаивания базальт - андезито-базальтов и липаритов при полном отсутствии пород среднего состава) позволили нас выделить в составе плиоценовой вулканогенной свиты Армянской ССР три отдельные серии пород: базальтовую (оливиновые и др. базальты и андезитобазальты внутри вохчабердской и белесоватых подсвит), андезитовую (всевозможные андезиты, андезитодациты и дациты вохчабердской и цахкуняцкой подсвит) и липаритовую (липарито-дациты, липариты, обсидианы, перлиты, пемзы обеих белесоватых подсвит).

Каждая из вышеназванных серий видимо имела свою собственную первичную магму, развитие которой в каждом районе протекало по-своему.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Абовян С. Б. и др. Химические составы изверженных и метаморфических пород Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1962.
- Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. 1961.
- Акопян А. Г., Зарьян Р. Н. Магматические комплексы и связанные с ними рудные формации Айодзора. В кн. "Вопросы магматизма, рудообразования и минералогии Армянской ССР", Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 4, 1970.
- Асланян А. Т. Новые данные о верхнемiocеновом возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа. Известия АН Армянской ССР, сер. геол., № 6, 1955.
- Багдасарян Г. П. Радио-геохронологические и геолого-петрографические исследования в формационном анализе. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 5, 1972.
- Багдасарян Г. П., Карапетян К. И., Аветисян В. А., Дургарян В. А. О стратиграфии и возрасте неогеновых вулканических образований среднего течения р. Раздан, по геологическим и радио-геохронологическим исследованиям. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 2, 1971.
- Вегуни А. Т. Некоторые закономерности верхнетретичного вулканизма Армянского нагорья. В кн. "Вулканические и вулканоплутонические формации", Изд. "Наука", 1966.
- Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР, Изд. АН Арм. ССР, 1964.
- Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Карапетян К. И., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1-2, 1968.
- Григорян Г. О. Рудоносность эффузивно-экструзивных комплексов Армянской ССР. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых". Изд. "Недра", 1964.

- Казарян Г. А., Куюмджян А. Г., Чибухчян З. О. О возрастном расчленении магматических пород Варденисского нагорья (Армянская ССР). Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 4, 1967.
- Карапетян С. Г. К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении новейших липаритовых и липарито-дацитовых пород Арм. ССР. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1, 1968.
- Ку'плетский Б. М. Геолого-петрографический очерк восточной части Ахманганского вулканического плато. Сб. "Бассейн оз. Севан (Гокча)". Изд. АН СССР, Л., 1929.
- Магакян И. Г. Основные черты металлогении Армении. Советская геология, № 7, 1959.
- Милановский Е. Е. Новые данные о строении неогеновых и четвертичных отложений бассейна оз. Севан. Известия АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
- Остроумова А. С., Румянцева Н. А. Шелочные вулканические формации складчатых областей. Изд. "Недра", Л., 1967.
- Остроумова А. С., Станкевич Е. К., Центер И. Я. Андезит-дацитовая формация в средней части Зангезурского хребта (Малый Кавказ) и связанные с нею субвулканические образования. В кн. "Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ)". Изд. "Наука", Новосибирск, 1973.
- Центер И. Я., Розина Е. Л. Об эродированных неогеновых вулканических аппаратах в Восточном Вайке и Зангезуре. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1, 1972.
- Kharazjan E. Kh., Torosjan R. A. Pliocene volcanism in the Armenian SSR and its ore-bearing. International Symposium on volcanism and associated metallogenesis. Abstracts. Edited by the Geological Institute, Bucharest, 1973.

Э. Г. Малхасян

ПОРОДЫ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ТОЛЩИ МЕЖДУРЕЧЬЯ ДЕБЕД-АГСТЕВ

Наиболее древними образованиями междуречья Дебед-Агстев являются порфириты толщи зеленокаменных пород, представленные диабазовыми и андезитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями.

Породы эти, в основном, развиты по правобережью р. Дебед, и местами также в бассейне среднего течения р. Агстев. Видимая мощность толщи местами доходит до 500-700 м.

Отнесение вулканических образований района Аксибаринского месторождения к эпидотизированным порфиритам (порфиритам зеленокаменной толщи) нашими исследованиями не подтверждается.

Толща распадается на две свиты: 1) нижнюю, сложенную преимущественно эффузивными порфиритами различного состава, и 2) верхнюю, представленную туфобрекчиями этих порфиритов.

По внешнему виду породы нижнеюрской вулканогенной толщи отличаются довольно значительными специфическими зеленокаменными изменениями, а также своим псевдобрекчиевым строением, достаточно резко отличающими их от других образований описываемой формации. Породы эти довольно интенсивно эпидотизированы, хлоритизированы, уралитизированы. Процесс эпидотизации считается одним из существенных признаков этой толщи. Иногда породы эти настолько интенсивно насыщены эпидотовым веществом, что приводили к полному их замещению и превращению в эпидозит, создавая тем самым видимость брекчий. Учитывая эти специфические черты пород, нами (Малхасян, 1964) описываемая толща была отнесена к образованиям "толщи зеленокаменных пород".

Формы эпидотовых инъекций в большинстве случаев неправильные, эллипсоидальные, округлые, неправильно остроугольные и др. Размеры "брекчий" колеблются в широких пределах от нескольких до 15-20 см.

Надо полагать, что породы эти являются результатом излияния подводного типа и образовались, возможно, в условиях прибрежной зоны, где могли формироваться вышеотмеченные псевдобрекчии. Вероятно слагающие указанные псевдобрекчии минералы - эпидот и частично хлорит и пренит являются результатом пневмато-гидротермальных инъекций неравномерного распределения паров и растворов в миаролитовых

пустотах и стекловатых участках застывающей лавы в подводных условиях. О подводных условиях вулканической деятельности говорит также переслаивание вулканических продуктов с туфогенно-осадочными породами.

Излияние лав этой толщи началось образованиями сравнительно основного состава (близкого к базальтовому), которые вскоре уступают место эффузивам среднего - андезитового состава.

По радиологическим определениям возраст толщи датируется 175 млн. лет, что соответствует нижней юре. О нижнеюрском возрасте этой толщи свидетельствует параллелизация описываемых образований с аналогичными образованиями Турции и Ирана, где их возраст точно датирован, как нижняя юра (Бринкман, 1968).

Петрографический состав толщи довольно сложный, она в основном представлена диабазовыми и андезитовыми порфиритами (здесь уже, в отличие от левобережной части р. Дебед, верхние разрезы толщи представленные дацитовыми разновидностями отсутствуют).

Диабазовые порфириты встречаются преимущественно в основании толщи. Структура их порфировая с диабазовой структурой основной массы.

Вкрапленники представлены плагиоклазом и пироксеном.

Основная масса состоит из беспорядочно расположенных лейст и микролитов плагиоклаза, угловатые промежутки между которыми выполнены изометричными зернами пироксена и хлоритом (последний развит по вулканическому стеклу). Среди основной массы рассеяны кристаллики рудного минерала.

Плагиоклаз имеет форму вытянутых призм и достигает величины до 2,0 мм. По методу симметричного погасания в зоне $\perp$ /010/ он определен как лабрадор /№ 64/.

Плагиоклаз, преимущественно вкрапленников, замещен кальцитом, пелитом, серицитом и хлоритом.

Моноклинный пироксен значительно измененный и замещенный хлоритом и кальцитом, диагностируется как авгит - $\angle \text{Ng} = 47^\circ$, $\text{Ng} - \text{Nr} = 0.026$, $2\psi = 50^\circ$.

Оливин (?) нацело замещен кальцитом, в меньшем количестве - зеленым слюдистым минералом, последний развит в основном по трещинкам и краям наряду с рудным веществом.

В породе отмечены немногочисленные миндалины, заполненные хлоритом, кальцитом, изредка цеолитом (?). Обычно мелкие поры заполнены хлоритом.

Андезитовые порфириты макроскопически не отличаются от более основных - диабазовых разновидностей. Структура их порфировая с андезитовой основной массой. Основная масса состоит из хаотично рассеянных измененных микролитов плагиоклаза в массе измененного хлоритизацией и гидроокислами железа вулканического стекла. Основная масса слабо пористая, поры неправильные, заполнены кальцитом, изредка хлоритом.

Вкрапленники (30%) - образованы плагиоклазом, темноцветный минерал играет роль микровкрапленников.

Плагиоклаз чаще короткопризматический, сильно изменен, значительно оплавлен и проплавлен вулканическим стеклом, поверхность испещрена серицитом и пелитовой мутью, а показатель преломления ближе или участками (в ядре) ниже бальзама.

Темноцветный минерал полностью замещен хлоритом, отчасти кальцитом, а по краям и трещинкам опацитом. Судя по очертаниям краев они принадлежали амфиболам. По полю разбросаны редкие зерна магнетита.

Химический состав андезитовых порфиритов приведен в табл. 1.

Интересной особенностью толщи зеленокаменных пород бассейна р. Дебед является присутствие в ней яшмовидных пород кварцево-гематитового состава, образующих неправильные по форме пластообразные тела, пропластки или жилы и прожилки. Эти яшмовидные породы наблюдаются и в других вышележащих толщах рассматриваемого вулканогенного комплекса, но в значительно меньшем количестве. Тесная связь этих образований в пространстве и во времени с толщей вулканогенных пород преимущественно среднего и основного состава объясняется проявлением подводной фумарольно-сульфатарной деятельностью, протекавшей в условиях взаимодействия вмещающих вулканогенных пород с вулканическими газами, насыщенными FeCl_2 и с парами воды.

Породы, принадлежащие к толще зеленокаменных пород обнажаются также в среднем течении р. Агстев.

Толща представлена подвергнувшимися зеленокаменному изменению порфиритами основного состава, разрез которой завершается зеленовато-серыми или голубовато-серыми туфобрекчиями. В строении толщи имеется сравнительно небольшое количество прослоев вулканогенно-осадочного материала, представленного в основном туфопесчаниками, а иногда также прослоями мергелей и аргиллитов.

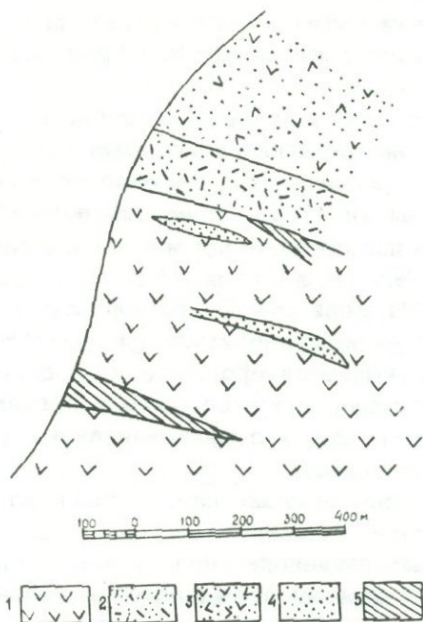
Наиболее характерный разрез этой толщи можно наблюдать в районе скалы Молла-кар, по магистральной шоссеиной дороге Ереван - Тбилиси. Разрез этот представляется в следующем виде (фиг. 1).

1. Хлоритизированные и частично эпидотизированные плагиоклазовые порфириты с прослоями туфопесчаников, мергелей и аргиллитов. Видимая мощность около 350-450 м.

2. Грубообломочные, зеленовато-серые, плотные туфобрекчии. Мощность около 70-100 м.

3. Средне-мелкозернистые, темно-серые туфопесчаники. Мощность около 100 м.

Для порфиритов этой толщи, так же как и для одновозрастных порфиритов бассейна р. Дебед характерна значительная степень зеленокаменного изменения. Наибольшим распространением здесь пользуются пироксен-плагиоклазовые порфириты, представляющие по внешнему виду темные, темно-серые или темно-зеленые плотные породы, с белесоватыми вкрапленниками измененного плагиоклаза (преимущественно состава андезина) и реже моноклинного пироксена. Основная масса порфиритов сильно хлоритизирована и палагонитизирована, обладает пилотакситовым, местами флюидальным строением, иногда имеет мандельштейновый характер. Сходны с этими породами по общему петрографическому облику и пироксеновые порфириты, отличающиеся малым содержанием или полным отсутствием фенокристов плагиоклаза и обилием пироксена. Для всех этих пород характерна обычно сильная хлоритизация и местами особенно сильная эпидотизация; эпидот развивается в них за счет плагиоклаза, так и за счет пироксена. Встречаются



Фиг. 1. Разрез толщи зеленокаменных пород у местности Молла-кар.

1. Порфириды. 2. Туфопесчаники. 3. Туфобрекчии.
4. Песчаники. 5. Мергели, аргиллиты.

афировые разности, полностью лишенные вкрапленников. Основная масса в этих разностях обычно бывает особенно сильно разрушенной, с полным переходом в агрегат хлорита, кальцита и гематита.

Структура породы порфировая с микролитовой основной массой (фиг. 2).

Текстура местами миндалекаменная.

Вкрапленники представлены плагиоклазом и иногда моноклинным пироксеном — авгитом.

Кристаллы плагиоклаза образуют короткопризматические формы размером от 0,3 до 2,0 мм. Минерал эпидотизирован и серицитизирован, причем эпидотизация проявлена неравномерно, наблюдаются кристаллы слегка эпидотизированные, а иногда нацело; трещины минерала заполнены хлоритом. Состав плагиоклаза трудно определить, ввиду мутноватости кристаллов. Однако в отдельных разрезах сравнительно свежих кристаллов по методу симметричного угасания в зоне $\perp$ (010) плагиоклаз определяется как андезин (№ 45).

Моноклинный пироксен встречается почти нацело измененными мелкими неправильной формы кристаллами. Местами образует короткопризматические порфировые вкрапленники. Иногда в центральных частях не полностью измененных кристаллов сохранились реликты моноклинного пироксена. Последние, согласно оптическим данным относятся к авгиту: $2v = 57^\circ$, $cNg = 43^\circ$, $Ng - Np = 0.02\epsilon$.

Из рудных минералов обнаружены редкие зерна магнетита.

Основная масса состоит из хаотично расположенных, слегка разрушенных микролитов плагиоклаза, промежутки между которыми выполне-



Фиг. 2. Андезитовый порфирит зеленокаменной толщи. Ув. 48, ник. х

ны светло-зеленоватым хлоритом, изредка встречается вторичный кварц.

Местами в основной массе наблюдаются миндалины сферической и удлиненной формы размером в среднем 0,3 мм; реже они достигают 1,8 мм. Миндалины выполнены в основном агрегатами хлорита и эпидота, причем хлорит, заполняющий крупные миндалины, имеет форму сферокристаллов. Миндалины выполнены в следующей последовательности минералообразования (от периферии к ядру): 1) хлорит-кварц-кальцит, 2) хлорит-эпидот-кварц-кальцит, 3) хлорит-эпидот-пирит, 4) хлорит-кварц, 5) кварц-хлорит, 6) кварц, 7) эпидот-кварц, 8) эпидот-кварц-кальцит, 9) эпидот-цоизит, 10) олигоклаз-кальцит. Обычно края миндалины сложены кварцем и эпидотом. Хлорит в миндалинах представлен главным образом пеннином и делеситом.

Химический состав описываемых порфиритов приведен в табл. 1.

Иногда порфириты прослаиваются туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками и реже песчаниками, известняками, глинами и мергелями.

Пирокластические образования, варьирующие по крупности и степени сортированности обломочного материала, обычно значительно изменены, в большинстве случаев лимонитизированы, хлоритизированы и карбонатизированы. Вулканогенный материал, присутствующий в туфопесчаниках и туфах, это преимущественно обломки плагиоклазов и хлоритизированного основного вулканического стекла. Местами значительно развиты крупно- и гиганто-обломочные пирокластолиты, типа агломератовых туфов. Эти породы обычно также сильно изменены; связующая обломки промежуточная масса полностью превращена в смесь хлорита, кальцита и других вторичных минералов (фиг. 3).

Среди пирокластических материалов наиболее широко развиты туфопесчаники, представленные зелеными и зеленовато-серыми, слабоокатанными минеральными частицами плагиоклаза, пироксена, разрушенно-

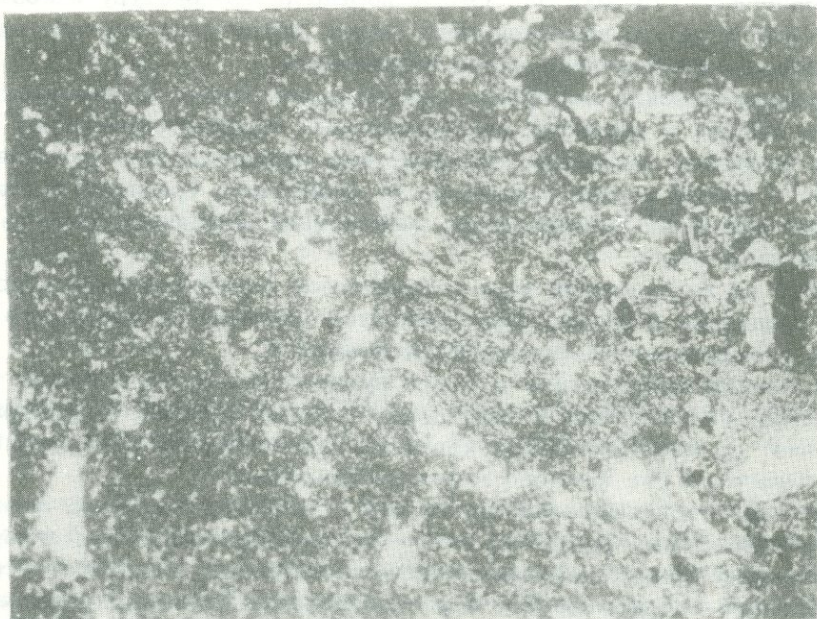
Химический состав андезитового порфирита
зеленокаменной толщи междуречья Дебед-Агстев

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
337	58,50	0,60	15,76	3,27	3,98	0,08	2,49	4,78	4,43	0,43	0,74	4,78	99,84
3	55,18	0,49	18,61	3,43	5,37	0,18	4,07	7,41	4,00	0,48	1,30	0,30	100,82

Образец № 337 взят на восточной окраине с. Ахпат, № 3 - в окрестностях скалы Молла-кар (бассейн р. Агстев); анализы произведены в хим. лаборатории ИГН АН Арм. ССР, аналитиком З. Ш. Гаспарян

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	c	b	s	c'	f'	m'	n	t	y	Q
10,8	5,7	12,8	70,7	2,8	62,4	34,8	94,7	0,8	23,6	14,1
9,1	7,3	22,9	60,4	33,6	33,6	28,2	94,2	0,6	12,0	4,8



Фиг. 3. Туф из толщи зеленокаменных порфиров. Ув. 48, ник. х

го вулканического стекла, а также хлорита и кальцита, погруженные в общую глинисто-хлоритовую цементную массу.

Туфы и туфобрекчии имеют сравнительно подчиненное значение, чем туфопесчаники. Структура туфов литокластическая, псефо-псаммитовая. Порода состоит из обломков эффузивных пород, которые обладают неправильными формами, лишенными почти какой-либо окатанности, диаметром от 0,8 до 5,0 мм. Обломки пород значительно измененные, главным образом, хлоритизированы и реже пелитизированы. По петрографическому составу они соответствуют андезитам и андезито-дацитам. В минеральном отношении туфы состоят из кристаллов и обломков полевого шпата, пироксена, изредка кварца, рудного минерала, а также измененного глинисто-хлоритового вещества с развитием минералов разложения — серицита, хлорита, кальцита, лимонита.

Туфобрекчии по внешнему облику представляют собою зеленоватые, серо-зеленоватые или темно-бурые образования, с явно выраженной обломочной структурой. В петрографическом отношении туфобрекчии главным образом соответствуют основным разновидности пород зеленокаменной толщи — плагиоклазовым и авгито-плагиоклазовым порфиритам. Обломки обычно угловаты, размерами от долей сантиметра до 10 см. В большинстве случаев породы сильно хлоритизированы. Цемент пород носит типичный туфовый характер.

Под микроскопом обломки главным образом представлены плотно сцепленными друг с другом кусочками лав порфирита и осколками минералов (в основном плагиоклаза), промежутки которых заполнены

мельчайшими скоплениями эпидота, хлорита и точечных выделений рудного минерала. Обломки лав имеют порфировую структуру и состоят преимущественно из вкрапленников нацело хлоритизированного цветного минерала и серицитизированного плагиоклаза.

Пирокластические материалы описываемой свиты по химическому составу близки к таковому зеленокаменным порфириров этой же толщи, однако являются несколько кислыми, чем эффузивы. Это указывает на то, что в период между переходом от спокойного трещинного излияния к бурной взрывной деятельности, происходила медленная дифференциация магмы в очаге.

Одной из характерных черт описываемой толщи является присутствие в ней халцедона и яшмы, образовавшихся вероятно в результате подводной фумарольно-сульфатарной деятельности.

Постоянное присутствие в толще вулканогенных образований туфогенных пород, наличие яшм и халцедона, а также шаровая структура пород указывает на явно подводный характер вулканических извержений, происходившего на дне юрского морского бассейна.

В пределах описываемой толщи как и аналогичных пород Алавердского антиклинория трудно судить о природе вулканических аппаратов, поставлявших продукты вулканических извержений. Однако отсутствие определенной закономерности в распределении отдельных разновидностей, слагающих эту толщу и непостоянство последней, указывает на существование не одного, а нескольких вулканических центров, действовавших на сравнительно небольшой территории.

ЛИТЕРАТУРА

Малхасян Э. Г. Развитие вулканической деятельности и основные петрохимические особенности вулканических образований Алавердского рудного района. В кн. "Вопросы геологии Кавказа", Изд. АН Арм. ССР, 1964.

Brinkmann R. Einige geologische Leitlinien von Anatolien. *Geologica et Palaeontologica*, 2, Marburg, 1968

Г. А. Казарян

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ГАЗМИНСКОЙ ГРУППЫ ИНТРУЗИВОВ

Газминская группа гранитоидных интрузивов находится в 3,0 км к востоку от с. Вернашен Ехегнадзорского района Арм.ССР, занимает северо-западную часть горного массива Тек-сар. Интрузивы внедрены в юго-западное крыло Тексарской антиклинальной складки и состоят из сравнительно крупного Спитакаворского и Вернашенского массивов, занимающих центральное положение и ряда мелких штокообразных и дайкообразных тел (сателлитов), сопровождающих их с севера, запада и востока (Ябский, Шатинский, Шативанкский, Гендаринский).

Вмещающие породы представлены алевролитами, нормальными и вулканомиктовыми песчаниками, конгломератами, мергелями и реже известняками среднего эоцена. Прихотливая конфигурация Спитакаворского интрузива в плане обусловлена формой собственного массива в сочетании с условиями его неравномерной препарировки.

Внутри интрузивной группы нашими исследованиями выделяются три последовательные фазы внедрения гранитного расплава (кроме фазы жильно-магматических пород). В первой фазе внедрения формировался комплекс пород гранит-гранодиоритового ряда, обнажающиеся на правобережной части верховьев р. Вернашен, названный нами "Спитакаворский" по одноименному монастырю, в районе нахождения которого интрузив обнажается. Во вторую интрузивную фазу сформировались породы сиенит-монцититового ряда, образующие самостоятельный Вернашенский массив, слагающий юго-западный отрог горного массива Тек-сар. К третьей фазе формирования комплекса принадлежат порфировидные граниты Прошиберда.

При довольно подробном петрографическом изучении пород Газминской группы интрузивов (Кржечковский 1930, 1931; Малхасян 1952, 1954, 1958), контактово-метаморфическим образованиям связанным с внедрением гранитной магмы посвящены малочисленные работы (Малхасян 1958, Бабаджанян 1955). В этом отношении наше сообщение в известной мере может восполнить этот пробел.

Внедрение гранитоидного расплава в юго-западное крыло антиклинальной складки оказало и свое механическое воздействие и довольно

интенсивно нарушило общее юго-западное падение пластов вмещающих осадочных и вулканогенно-осадочных пород. В связи с этим, встречаются различные варианты залегания интрузива относительно слоистых пород рамы: согласное - Спитакаворский массив; секущее - Вернашенский массив. Кроме этих встречаются крупные ксенолиты - провесы кровли, в значительной степени повернутые относительно общей ориентировки вмещающих пород. Согласное залегание Спитакаворского интрузива и вмещающих его слоистых пород способствовало образованию многочисленных послонных внедрений в экзоконтактной зоне массива. В западной экзоконтактной зоне этого массива в интервале 80 м (от самого контакта) выявлены четыре крупных и ряд мелких послонных внедрений гранитного состава, мощность которых варьирует в широких пределах - от микроскопических до нескольких метров (самая крупная до 20 м). Однако контакты подобных пластообразных сателлитов весьма неровные, в связи с чем часто меняются и их мощности. Подобная насыщенность экзоконтактной зоны послонными внедрениями гранитоидной магмы обусловило формирование широкого ореола контактово-метасоматических образований.

Вернашенский массив, являющийся секущим относительно вмещающих слоистых осадочных пород, в отличие от Спитакаворского, сравнительно беден сателлитами; например, в экзоконтактной зоне интрузива, по р. Вернашен, единственное ветвящееся дайкообразное тело сиенитов встречено на расстоянии 7-ми метров от собственного контакта, среди ороговикованных осадочных образований. Ограниченное количество сателлитов в экзоконтактной зоне массива, не препятствовало широкому развитию здесь контактово-метасоматических явлений, воздействие которых выявило на расстоянии более чем на 180-200 м от контакта. В этом деле в числе основных благоприятных факторов надо отнести условия залегания вмещающих пород, слои которых падают в сторону массива под углом в $12-15^{\circ}$.

Другим важным фактором в образовании контактово-метаморфических образований является вещественный состав вмещающей среды. В этом отношении вмещающие породы интрузивов Газминской группы представлены в основном осадочными образованиями, в комплексе которых, в явно подчиненном количестве находятся вулканоликовые песчаники и туфогенные породы среднего и основного состава, а также пластовые интрузивные залежи диорит и габбро-диорит порфиритов.

Часто осадочные экзоконтактные породы (мергели, глинистые и известковистые песчаники) являются главной группой метаморфических пород контактовой зоны. В неизменном виде эти осадочные породы образуют чередующиеся пачки серого, светло-серого, кремового и буро-фиолетового цвета с мощностью каждой прослойки в 2 см и реже до 8-10 см. При контактовых изменениях последовательность чередования прослоев и их мощность сохраняется (конечно соответственно с изменением состава) их цвет в белый (иногда с буророзоватым оттенком), светло и темно-зеленый с сахаровидным сложением.

Гранитоидный состав внедренного магматического расплава, богатого летучими компонентами, обуславливает формирование значитель-

ного ореола контактово-метаморфических изменений, достаточное развитие которого установлено вокруг интрузивов. Однако, значительному развитию этого фактора контактово-метаморфических процессов отрицательно отразился фактор глубинности.

Фация малых глубин исследованных массивов, характеризующаяся условиями низких давлений и высоких температур в ореоле интрузива, обуславливала формирование роговиков соответствующей фации. Мало-глубинность фации интрузивов отрицательно отразилась в развитии контактово-метаморфических изменений так же в том отношении, что быстрая отдача небольшого теплового запаса окружающей среде ограничивала ореол его воздействия, а этим в свою очередь обусловлена быстрая смена различных фаций контактовых роговиков на незначительном расстоянии.

Другая сторона фактора остывания интрузива в образовании метаморфических пород связана с увеличением давления водяного пара внутри массива вследствие кристаллизации магматического расплава, что естественно, соответственно передавалось окружающей среде. Этими создавшимися новыми условиями обусловлено формирование метаморфических пород с водосодержащими минералами (роговая обманка, биотит). Необходимо отметить, что классификация контактово-метаморфических пород, предложенная и несколько дополненная П. Эскола (1920, 1939), в дальнейшем со стороны последующих исследователей претерпела незначительные изменения (Х. Вильямс, Ф. Дж. Тернер, У. М. Гилберт, 1957; Дж. Тернер и Дж. Ферхуген 1961; У. Файф, Ф. Дж. Тернер, Дж. Ферхуген 1962; В. В. Ревердатто, 1970). Учитывая последние данные описание контактово-метаморфических пород приводится по следующим фациям (по нахождению в ореолах массивов): пироксен-роговиковая (известковистые и основные), амфибол-роговиковая (по В. В. Ревердатто, 1970).

Пироксен-роговиковая фация. На непосредственном контакте с сие-нито-диоритами Вернашенского массива за счет известковистых осадочных пород образовались пироксен-плаггиоклазовые роговики, макроскопически имеющие темно-зеленый цвет и мелкозернистое строение. Под микроскопом они состоят из клинопироксена, плаггиоклаза, реже кварца, структура гранобластовая, сотовая.

Плаггиоклаз в этих породах образует неправильные, свежие, прозрачные и без каких-либо продуктов разложения аллотриоморфные зерна размером 0,3–0,5 мм, наиболее крупные из них в какой-то мере выступают в роли порфириобластов или ойокристаллов с многочисленными каплевидными зернами клинопироксена. Плаггиоклаз довольно часто сдвойникован по альбитовому закону и такие зерна отличаются некоторой идиоморфностью, с прямолинейными краями и сравнительно четко выраженной зональностью (слабо зональны все зерна плаггиоклаза). Замеры состава таких зерен показали, что ядро имеет состав андезина (№ 37–38), а края – олигоклаза (№ 28–29).

Клинопироксен составляет 40–45% всей массы породы, образует неправильные, обычно с округлыми краями зерна размером от мельчайших до 0,3 мм, притом в последнем случае они представляют собой скопления из нескольких разноориентированных индивидов. Мелкие зер-

на пироксена часто образуют цепочки наподобие сот, в ячейках которых расположены мозаичные кристаллы полевых шпатов и кварца. Клинопироксен совершенно свежий и имеет зеленый цвет. Плеохроизм выражен довольно сильно, по N_g - зеленый, N_p - светло-желтовато-бурый, $cN_g = 48^\circ$, $ng-pr = 0,018$, $2V = 58^\circ$ и соответствует геденбергиту. Для этого темноцветного минерала наблюдается довольно любопытное явление: клинопироксен эндоконтактовой зоны интрузива имеет зональное строение, бесцветное ядро которого характеризуется следующими константами - $cN_g = 44^\circ$, $ng-pr = 0,025$, $2V = 58^\circ$, а края представлены зеленым геденбергитом аналогичным таковым из роговиков ($cN_g = 49^\circ$, $2V = 61^\circ$).

Кварц в породе встречается в малом количестве (до 5%) аллотриоморфными зернами, размером до 0,5 мм, местами обнаруживающим ксеноморфность относительно к плагиоклазу.

В отличие от контактирующих сиенитов, описанные пироксен-плагиоклазовые роговики лишены таких акцессорных минералов как сфен, апатит, которые встречаются только на собственно контактовой полосе (шириной менее одного мм), где трудно бывает определить их принадлежность - являются ли они магматическими или метаморфическими?

На расстоянии 0,5 и более метров от контакта плагиоклазов описанных роговиков теряет отчетливые черты свойственного ему проявления, исчезает двойниковая структура, зональность, они становятся землистыми, а клинопироксен принимает еще более мелкозернистый облик.

Среди описанных пироксен-плагиоклазовых роговиков встречаются волластонитовые разности с содержанием этого минерала до 15-20%. Волластонит в них представлен сравнительно вытянутыми, с тонкими кристаллами со следующими константами: $cN_g = 51^\circ$ ($cN_p = 39^\circ$), $ng-pr = 0,013$, $2V = 42^\circ$.

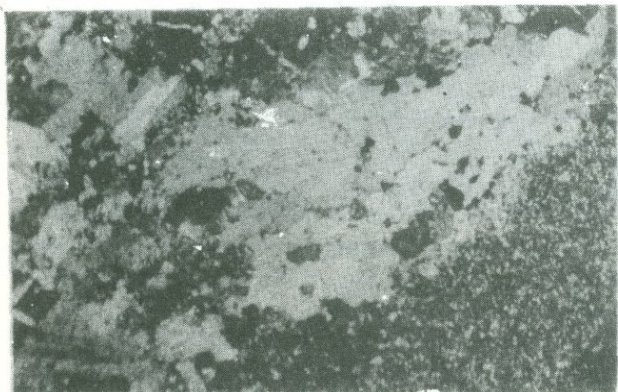
Другая разновидность метаморфических пород, развитая по осадочным образованиям, это гранатсодержащие диопсид-андрадитовые роговики. Макроскопически они имеют светло-зеленый цвет с буроватым оттенком, смолистый блеск и мелкозернистое сложение. Эти, переслаивающиеся с вышеописанными пироксен-плагиоклазовыми роговиками породы под микроскопом состоят из бесцветного диопсида и граната - андрадита.

Пироксен в этих породах представлен бесцветным диопсидом ($cN_g = 41^\circ$, $ng-pr = 0,024$) слагающим, как правило, неправильные зерна размером 0,2-0,3 мм, которые тесно ассоциируют со скоплениями граната.

Гранат образует неправильные зерна размером до 1-2 мм и реже больше или же их скопления. Иногда они слагают маломощные прослои (до 1,0 мм). Гранат имеет слабо буровато-желтый цвет, изометричный и представлен андрадитом. Нередко встречаются анизотропные зерна с низким двупреломлением. Такие двупреломляющие, идиоморфные кристаллы имеют сегментарное строение, при котором примерно шестигранное в разрезе зерно разбито на треугольные двойники, которые вершинами обращены к центру. В иных случаях анизотропность граната имеет концентрически зональный характер. Наблюдается, что

при разложении граната выделяется вторичный сфен.

Интересно, что прослои гранат-диопсидовых роговиков подвергнуты интенсивной скаполитизации. Скаполит образует крупные порфиробласты размером 2,0 мм x 5,0 мм, с пойкилитовыми включениями диопсида и граната.



Фиг. 1. Развитие скаполита (крупное серое зерно) на контакте роговиков и сиенито-диоритов. Вернашенский массив. Ув. 20х, ник. + (обр. 1940^М).

Скаполит под микроскопом бесцветный с показателем преломления выше канадского базальма, одноосный и оптически отрицательный. При скрещенных николях имеет пятнистый характер, двупреломление относительно низкое — $n_g - n_p = 0,013$, что свидетельствует о его принадлежности к дипиру. Скаполит является послемагматическим минералом, и это хорошо устанавливается по факту его одновременного развития за счет сиенитов и контактирующих с ними роговиков на непосредственном месте их соприкосновения (фиг. 1). Здесь прекрасно видно как единое крупное зерно скаполита длиной 4,5 мм пересекает контактовую линию, одновременно развиваясь за счет породообразующих минералов как роговиков, так и сиенитов (в данном случае он замещает калиевый полевой шпат). Местами развитие скаполита сопровождается выделением кальцита.

Диориты и гранодиорит-порфиры Спитакаворского массива в комплексе осадочных образований пересекают и метаморфизируют породы туфоосадочной серии, представленных в основном вулканомиктовыми песчаниками или туфопесчаниками содержащими обломки андезитового и базальтового состава. Таким образом в серии пироксен-плагиоклазовых, пироксен-гранат-плагиоклазовых роговиков здесь формировались и основные роговики (Вильямс и др., 1957).

На расстоянии 3–4 м от контакта, за счет вулканомиктовых песчаников и туфов образовались пироксен-плагиоклазовые основные роговики, у которых макроскопически и в проходящем свете под микроскопом хорошо заметна реликтовая обломочная текстура исходных пород. В этих породах интенсивному изменению подвергся цементирующий материал, который преобразовался в мелкозернистый пироксен-плагиоклаз-кварцевый роговик с обильной рудной вкрапленностью. Структура этих роговиков гранобластовая, зерна составляющих минералов очень мелкие и имеют неправильную форму, что затрудняет производить точные кристаллооптические измерения, но по общему облику

темноцветный минерал в них представлен клинопироксеном диопсид-геденбергитового ряда (по слабому зеленому цвету и величине силы двупреломления), а плагиоклаз – андезином. При сравнительно равномерном распределении в цементирующей массе, эти мелкие зерна в виде цепочки концентрируются у границ обломков, резко подчеркивая их контуры.

Пироксен исходных вулканомитовых пород, представленный авгитом (иногда сдвойникованный), по краям замещен мелкими зернами новообразованного клинопироксена, а ядро переполнено кристаллами рудного минерала, равномерно перекрывающего всю площадь. Иногда на месте таких крупных кристаллов образовались густые скопления рудного минерала, в промежутках которого с трудом устанавливаются следы замещенного авгита.

Плагиоклаз исходных пород изменен в меньшей мере, но у них тоже края стали расплывчатыми, разъединенными, а по пересекающим кристаллы трещинам наблюдается помутнение.

В описанных метаморфизованных породах редко встречаются мелкие, трудно поддающиеся диагностике зерна амфибола приуроченные к линейно вытянутым трещинообразным зонам.

Для этих пород редкими являются биотит, сопровождающий зерна рудного минерала в виде обволакивающего его чехла.

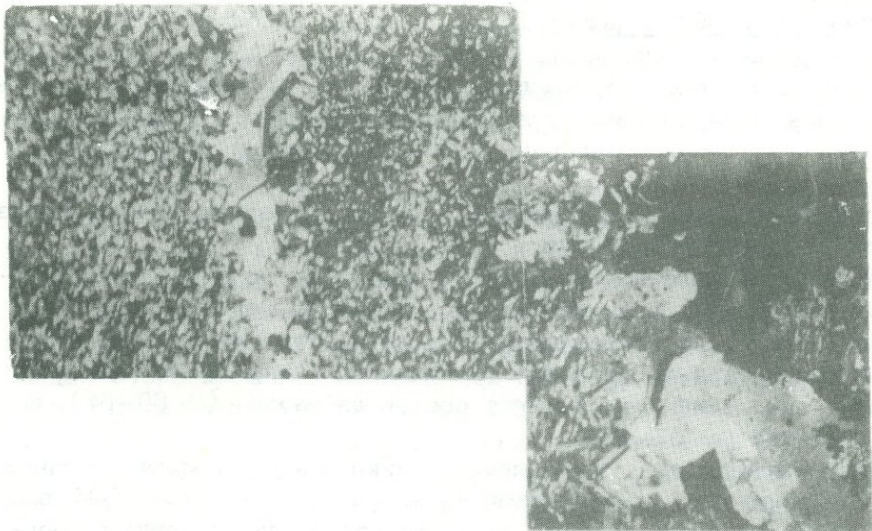
Основные пироксен-плагиоклазовые роговики встречены в южной контактовой зоне Вагашенского интрузива плиоценового возраста. Роговики, непосредственно контактирующие с гранитоидами биотитизированы, притом отчетливо видно, что биотит развивается по краям зерен магнетита.

Выше было отмечено широкое распространение в экзоконтактовых зонах интрузивов интенсивных тонких послойных инъекций гранитоидов в слоистые осадочные породы. В северной части эндоконтактовой зоны Спитакаворского массива наблюдается чередование тонких слоев пироксен-плагиоклазовых роговиков с послойными инъекциями гранитоидов, которые под микроскопом состоят из зон пород различного петрографического состава (фиг. 2). Ниже приводится общая петрографическая характеристика одного отрезка подобных чередующихся зон роговиков и гранитоидов.

1. Гранодиоритовая зона (эндоконтактовая часть мощного послойного внедрения), состав: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, пироксен; структура гипидиоморфнозернистая.

2. Габбро-диабазовая (монцитонитовая) – ширина 3–4 мм, состав: плагиоклаз, клинопироксен, реже калиевый полевой шпат, иногда кварц; структура диабазовая, пойкилоофитовая, трахидолеритовая, монцитонитовая. В промежутках между субпараллельных кристаллов плагиоклаза расположены мелкие зерна клинопироксена, но чаще всего более крупные индивиды последнего, длиной до 2–3 мм, образуют пойкилитовые вкрапленники перпендикулярно ориентированные к прослоям роговиков.

3. Пироксен-плагиоклаз роговиковая – ширина 4–5 мм, состав: плагиоклаз, клинопироксен, калиевый полевой шпат, реже кварц. Структура гранобластовая. Первая характеризуется сочетанием округлых, лишенных индивидуальности зерен плагиоклаза и клинопироксена. Вто-



Фиг. 2. Чередование роговиков и послойных гранитоидов.
Спитакаворский массив. Ув. 20х, ник. + (обр. 1617^а).

рая разность обусловлена наличием крупных ойкокристаллов калиевого полевого шпата, размером до 3-4 мм, на фоне которого свободно развивались идиоморфные призматические кристаллы плагиоклаза и клинопироксена. Здесь плагиоклаз образует хорошо оформленные зональные кристаллы, ядра которых имеют состав андезина (№ 36-37), а края - олигоклаза (№ 27-28). Упомянутые структуры имеют постепенные переходы.

4. Гранитная - ширина 1,5-2 мм, состав: калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, реже клинопироксен, структура гипидиоморфнозернистая, монцитонитовая (друзовая?). Плагиоклаз идиоморфными призматическими кристаллами обращенным от краев зоны к середине, образует друзовую структуру. Промежутки таких кристаллов, а также средняя лишенная плагиоклазовых кристаллов зона, выполнена единым крупным зерном калиевого полевого шпата, реже кварца. У основания таких кристаллов в общей массе полевошпатового состава, участвуют также мелкие, округлые зерна клинопироксена.

5. Пироксен-плагиоклазовая - аналогичная крайней зоне, описанной выше.

Структурные особенности пород четвертой и частично третьей зоны характерны для подлинно магматических образований, сформированных в результате кристаллизации магматического расплава, что позволяет высказать мнение о возможно локальном выплавлении части вмещающих пород на контакте с гранитоидными интрузивами. Здесь за основу взяты главным образом структурные особенности, о которых очень образно отмечает Е. С. Федоров (1896): "для определения породы важнейшим моментом являются структуры и минеральный состав, и при-

том из этих двух моментов первый является наиболее важным".

Амфибол-роговиковая фация. В роговиках из непосредственного контакта с интрузивом обломочная текстура исходных вулканогенных пород сохранена очень слабо, в них преобразованы и отдельные остаточные минералы и породы имеют в значительной степени равномернозернистое строение (если пренебречь редкими сгустками темноцветных минералов).

В составе описываемых основных роговиков участвуют: плагиоклаз, клинопироксен, амфибол, биотит.

Плагиоклаз в этих породах новообразованный, но в различной степени заметны "тени" полевых шпатов исходных пород. Он мелкий и довольно часто проявляет склонности к идиоморфности, обладая иногда прямыми контурами, нередко двойникован. Обладает зональным строением, ядро таких зерен имеет состав лабрадора (№ 50-51), а края - андезина (№ 37-38).

Пироксен приурочен к определенным микрizonaм (цемент исходных пород?) извивающим между какими-то угловатыми участками (бывшие обломки?). Зерна очень мелкие, часто округлой или каплевидной формы, редко образуют сгустки опять же в пределах упомянутых зон, где становится возможным диагностировать его как клинопироксен диопсид-геденбергитового ряда.

В этих породах в весьма ограниченном количестве встречаются сравнительно крупные зерна гиперстена с характерным плеохроизмом в розовых тонах и почти прямым погасанием, довольно тесно ассоциирует с рудным минералом.

В отличие от других роговиков, в описанных породах в достаточном количестве встречается амфибол. Он образует мелкие, короткошестоватые кристаллы или же скопления разноориентированных кристаллов. Вероятно амфибол замещает новообразованный, роговиковый пироксен и поэтому приурочен к участкам его развития, причем при увеличении количества первого пропорционально уменьшается пироксен. Наблюдается исключительная приуроченность амфибола к контактовой зоне и интенсивное развитие на непосредственном контакте с гранитоидами, где в чрезвычайно узком интервале (шириной 3-4 мм) фактически пироксен отсутствует. Однако, в пределах одного шлифа, его количество резко сокращается и через 1,0-1,5 см он почти исчезает.

Помимо этого, амфибол самостоятельно или же в ассоциации с рудными минералами и биотитом слагает микропрожилки рассекающих роговики.

Амфибол представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой с довольно заметным плеохроизмом по Ng - грязно-зеленый, Nm - светло-зеленый, Np - желто-зеленый, $cN = 14^\circ$, $ng-np = 0,023$. Он по всем особенностям аналогичен амфиболу контактирующего интрузива.

Для описанных основных роговиков непосредственной контактовой зоны характерно также большое количество биотита, имеющего сильный плеохроизм: $Ng = Nm$ - коричневый, Np - светло-коричневато-желтый (почти бесцветный) $ng-np = 0,034$.

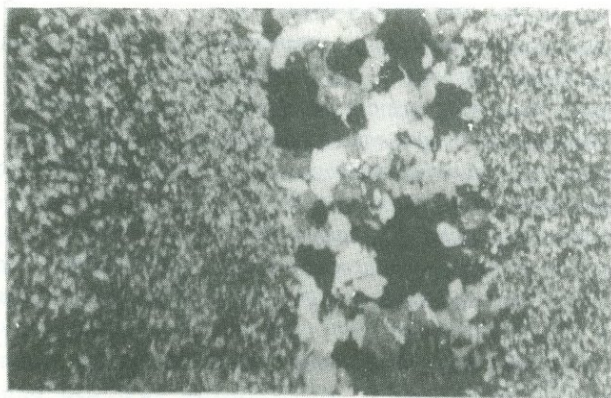
В породе биотит имеет неравномерное развитие, приурочен к опре-

деленным зонам (вероятно по цементу) и участкам (обломки с определенным составом?), вероятно являющимся благоприятным для его формирования. Помимо площадного развития биотит образует и микропрожилки. Наблюдается тесная ассоциация биотита с рудными минералами, особенно с крупными зернами, при котором последние обволакиваются этой темной слюдой.

Подобно роговой обманке, в распределении биотита наблюдается тесная связь с контактирующими гранитоидами и его количество заметно увеличивается по мере приближения к контактовой линии.

Контролирующая роль гранитоидов в развитии биотита в роговиках прекрасно видна по прожилку микропегматита мощностью в 3 мм, пересекающей эндоконтактные метаморфические породы. По обеим сторонам этого прожилка наблюдается бурное развитие чешуек биотита (фиг. 3), количество которых через 2–3 мм от контактов резко падает до обычного для описанных роговиков содержания. Одновременно в противоположность этому в призальбандовой зоне прожилка резко сокращено содержание рудных минералов, обычно представленных пиритом.

Таким образом можно констатировать, что здесь мы имеем основные роговики роговообманковой фации и их формирование происходило путем наложения на роговики более высокотемпературной ступени.



Фиг. 3. Прожилки аплита в роговиках с биотитизированной оторочкой. Спитакаворский массив. Ув. х, ник. + (обр. 1976^a).

Основные роговики роговообманковой фации образовались также и за счет роговообманковых диорит-порфиритов, широко развитых в районе исследований в виде силл и секущих субвулканических интрузивов. В юго-западной, экзоконтактной зоне Спитакаворского массива на расстоянии нескольких метров от интрузива, где последний под пологим углом уходит под вмещающую толщу породы (надинтрузивная зона), дайка роговообманковых диорит-порфиритов мощностью в 3 м переработана в амфибол-плагиоклазовые роговики. Макроскопически они имеют темно-зеленый, почти черный цвет, на фоне которого выделяются черные вкрапленники роговой обманки размером до 1,0–1,5 см.

Под микроскопом роговики состоят из роговой обманки, полевых шпатов, биотита и рудных минералов.

Амфибол, представленный обыкновенной роговой обманкой, имеет

грязно-зеленый цвет, сильно плеохроирует по Ng - зеленый, Nm - желто-зеленый, Np - светло-зеленовато-желтый, $cNg = 18^\circ$, $ng - np = 0,023$.

Роговая обманка, составляющая более 70% всей массы породы, образует как крупные вкрапленники (35% минерала в породе), так и мелкие, несколько продолговатые кристаллы, которые совместно с полевыми шпатами составляют основную массу. Местами вкрапленники роговой обманки имеют бластопорфировый характер вследствие замещения их (в основном ядро) разноориентированными шестоватыми кристаллами амфибола.

Плагиоклаз олигоклазового состава неправильными мелкими зернами главным образом слагает основную массу, редко встречаются сильно разведенные реликты бластопорфировых вкрапленников с весьма неправильными и извилистыми контурами, переполненных шестоватыми кристаллами амфибола.

Биотит в породе развит мелкими чешуйками сравнительно равномерно распределенными по всей массе породы, но наряду с этим, нередко образует густые скопления. Он сильно плеохроичен - $Ng = Nm$ - буровато-коричневый, Np - светло-коричневато-желтый, $ng - np = 0,040$.

Рудный минерал - пирит, в виде каймы из мелких зерен развивается по контуру некоторых вкрапленников амфибола и кроме этого образует крупные изометричные зерна или скопления.

Другая разновидность основных роговиков роговообманковой фации развита по туфообломочным породам опять же на контакте Спитакворского массива. Областью развития роговообманковых роговиков также является надинтрузивная зона и метаморфические породы собственно представляют провес кровли гранитоидного массива (по р. Вернашен, в 0,5 км к Ю от вершины г. Прошиберд).

Макроскопически эти роговики имеют темную окраску и ничем не отличаются от вышеописанных аподиорит-порфировых роговиков. Под микроскопом в них четко устанавливается обломочная текстура. Полимиктность исходных пород обусловила многообразие структур и вариации вещественного состава различных участков метасоматитов даже в пределах одного шлифа.

Описываемые роговики имеют следующий минеральный состав: амфибол, плагиоклаз, биотит, реликтовый пироксен, рудные минералы, акцессории.

Амфибол в этих породах составляет до 50% всей массы и представлен обыкновенной роговой обманкой, имеет зеленый цвет, плеохроизм по Ng - грязно-зеленый, Nm - желто-зеленый, Np - светло-зеленовато-желтый, $cNg = 22^\circ$, $ng - np = 0,029$.

Роговая обманка мелкими призматическими зернами развивается в основной массе по цементирующему материалу, а иногда замещает обломки определенного состава. Крупные зерна амфибола являются порфиробластами состоящими из сравнительно мелких шестоватых кристаллов. Местами сохранились реликтовые формы вкрапленников пироксена, замещенные амфиболом. В описанных породах довольно часты микропрожилки сложенные амфиболом.

Плагиоклаз в этих породах присутствует зернами двух генераций: ранние — это остатки вкрапленников (в основном бластопорфировых) исходных пород в различной степени замещенные агрегатом из новообразованного плагиоклаза и амфибола; поздний — роговиковый плагиоклаз, андезинового состава мелкими неправильными зернами совместно с новообразованным амфиболом слагает гранобластовую основную массу.

Биотит, представленный коричневой разностью с плеохроизмом коричневый, $N_g = N_m$ — светло-коричневато-желтый, $n_g - n_p = 0,040$, развит неравномерно, часто образует скопления особенно в участках концентрации зерен рудных минералов, местами им сложены сплошные участки между порфиробластовыми вкрапленниками плагиоклаза (по участкам цемента, вероятно, по составу более благоприятным для замещения).

Рудный минерал в этих породах представлен пиритом, развивающимся мелкой вкрапленностью по цементирующей массе исходных обломочных пород, а иногда в виде крупных зерен или скоплений размером до 0,2–0,5 мм.

Из аксессуаров в описанных роговиках встречается апатит, вероятно являющийся унаследованным из исходных пород.

В заключении необходимо подчеркнуть что, в отличие от регионального метаморфизма, при котором метаморфические фации имеют большое площадное развитие и обычно сменяются по мере увеличения глубинности, в основном обусловленным величиной температурного градиента и статистического давления (локально динамического), фации контактово-метаморфических пород развиваются автономно, в ореоле интрузивов. В молодых складчатых областях (каким является и район наших исследований), обычно бывают отпрепарированными только интрузивы верхних структурных этажей, которые формировались в условиях малых глубин (и низких давлений). Эти же условия застывания интрузивов обуславливали и возникновение соответствующих фаций метаморфических пород, формирование которых протекало в пространстве и во времени.

В непосредственно примыкающей к интрузиву зоне создавались условия высоких температур (в пределах температур плавления гранитного расплава) и низких давлений, которые определяли формирование пород таких минеральных ассоциаций, которые по магматической терминологии соответствуют образованиям "сухих расплавов". К этому ряду метаморфических пород относятся роговики пироксен-роговиковой фации (пироксен-плагиоклазовые, пироксен-волластонит-плагиоклазовые, пироксен-альмандин-плагиоклазовые роговики известковой и основной ассоциации). Кроме упомянутых роговиков указанные условия явились благоприятными также для образования пород, с признаками, характерными для магматических образований, т.е. имело место локальное плавление пород и возникновение расплава. Частичному плавлению, вероятно, подверглась некоторая часть ксенолитов.

Роговики амфиболовой фации, для образования которых необходимо высокое давление воды, формировались после высокотемпературных (пироксеновых) роговиков с наложением на них же новых метамор-

физирующих явлений. В этих новообразованных породах довольно четко видно замещение "сухих" минералов "водосодержащими". Формирование метаморфических пород, приуроченных к непосредственному контакту причинно обусловлены этапами остывания и кристаллизацией магматического расплава. В интродуцированном магматическом расплаве, в процессе остывания и кристаллизации по мере отделения части твердой фазы (кристаллов), внутри магматической камеры, увеличивается давление водяного пара, являющееся основной причиной кристаллизации водосодержащих минералов (амфибол, биотит). Эти условия, несомненно, в определенной стадии остывания интрузива распространялись и на окружающую среду, чем и обусловлено выделение и замещение ранних, неводосодержащих минералов роговой обманкой и биотитом; в исследованном районе контактово-метаморфические породы роговообманковой фации в основном имеют подобное происхождение.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабаджанян А. К. О находке гранато-волластонитового скарна в газминском интрузивном комплексе. Сб. научных трудов ЕрПИ, № 11, 1955.
- Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гилберт Ч. М. Петрография. ИЛ, 1957.
- Кржечковский А. В. Геологический очерк западной части Даралагезского уезда ССР Армении. Мат. по общей и прикладной геологии, вып. 136, 1930.
- Кржечковский А. В. Газминское полиметаллическое месторождение Даралагезского уезда ССР Армении. Тр. Всес. Геол. Разв. Об-ния ВСНС СССР, вып. 81, 1931.
- Малхасян Э. Г. К вопросу о возрасте даралагезских интрузивов в Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXII, вып. 3, 1952.
- Малхасян Э. Г. Газминский комплекс интрузий в Армении. Сб. научных трудов ЕрПИ, № 8, вып. 1, 1954.
- Малхасян Э. Г. Петрография интрузивных пород Даралагеза. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
- Ревердатто В. В. Фации контактового метаморфизма. Изд. Недра, 1970.
- Тернер Дж. и Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.
- Файф У., Тернер Ф. Дж., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, 1962.
- Федоров Е. С. О новой группе изверженных пород. Изв. Моск. сельхоз. ин-та, т. II, кн. 1, 1896.

Р. А. Хоренян

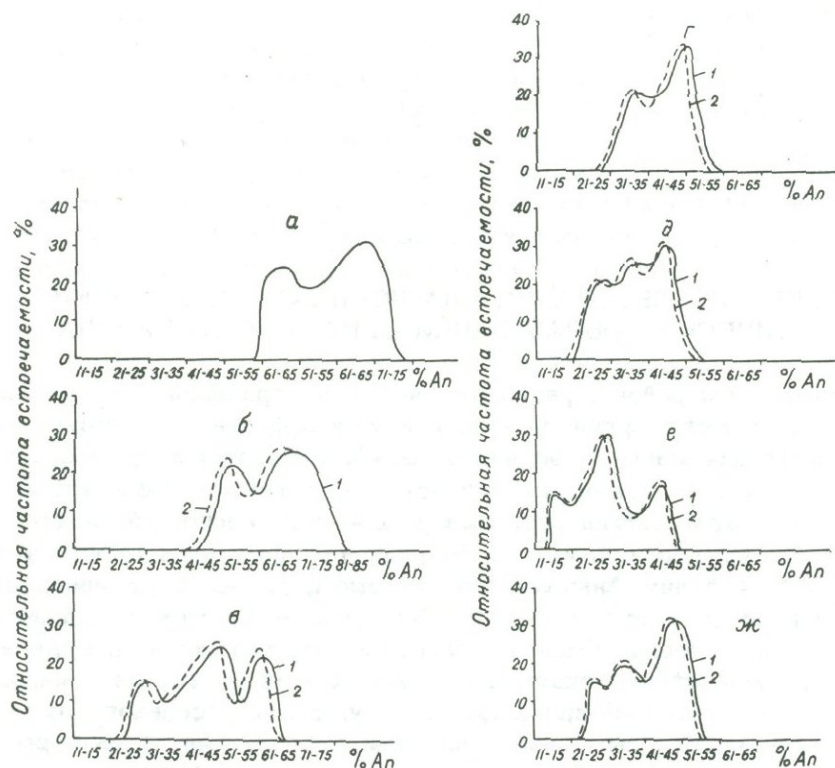
ОПТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПЛАГИОКЛАЗОВ МЕЗОЗОЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ СПИТАКСКОГО РАЙОНА

В Спитакском районе, расположенном в центральной складчатой зоне Армении, широким развитием пользуются эффузивные, субвулканические, интрузивные магматические образования мезозойского возраста. Пространственная и временная близость верхнеюрско-нижнемеловых вулканитов и Гехаротского интрузива кварцево-диоритового, тоналитового составов, приуроченность их к субмеридиональному расколу фундамента и сопряженным с ним Анкаванским разломом, близость их минерального и химического составов: первичные минералы — плагиоклаз, моноклинный пироксен, роговая обманка, кварц, биотит, акцессорные минералы — рудный минерал, сфен, циркон, апатит; химического состава аналогичная направленность эволюции дифференцирующихся расплавов (от основных к средним и кислым) позволили нам выделить интрузив и вмещающие их вулканогенные образования (апаранская свита) в единую вулкано-интрузивную формацию (Хоренян, 1974). Широким развитием как в исследуемом районе, так и во всей полосе вдоль Анкаванского разлома пользуются дайки, экструзивные тела основного и среднего состава, отличающиеся от вышеуказанных магматических образований повышенной щелочностью и выделяемых нами в формацию самостоятельных малых интрузий.

В настоящей статье нами рассмотрены структурно-оптические свойства, химизм и характер эволюции плагиоклазов во времени для корреляции магматических пород внутри одной формации и сравнения выделенных нами верхнеюрско-нижнемеловой вулкано-интрузивной и верхнемеловой субвулканической формаций исследуемого района. Широкая распространенность плагиоклазов в обеих формациях, большой температурный интервал кристаллизации, отчетливая зональность позволяют проследить историю и условия кристаллизации выделенных магматических формаций и ход кристаллизации пород определенного состава.

В процессе исследований просмотрено свыше 700 шлифов с целью изучения структурных особенностей и парагенетических ассоциаций плагиоклаза в выделенных формациях, подсчетов количественного содержания визуально и на интеграционном столике Андина. Состав плагио-

клавов определялся на столике Федорова зональным методом в зоне [1 (010)]. Количество замеров, сделанных для каждой петрографической разности пород – 25–30. Для определения состава плагиоклазов, на основании которых построены вариационные кривые (фиг. 1, 2),



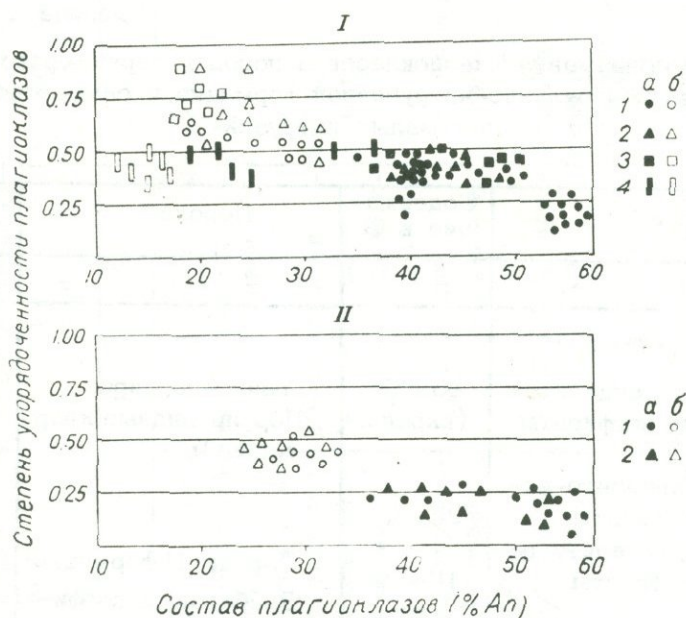
Фиг. 1. Вариационные кривые составов плагиоклазов Гехаротского массива и вмещающей его вулканогенной толщи (апаранская толща).

1 – без учета степени упорядоченности (по низкотемпературной кривой); 2 – с учетом степени упорядоченности (путем интерполяции).

Вулканогенная толща: а – диабазовые порфиристы, б – базальты, андезито-базальты, в – андезиты, андезито-дациты, липарито-дациты.

Главные типы пород Гехаротской интрузии: г – биотитово-роговообманковые кварцевые диориты, тоналиты, д – лейкократовые кв. диориты, е – гранит-порфиры, ж – порфировидные кварцевые диориты эндоконтактной фации.

использована низкотемпературная кривая. На графиках нанесены также и кривые с учетом степени упорядоченности с помощью диаграммы (Марфунин, 1962). Для сопоставления степени упорядоченности плагиоклазов выделенных формаций построена диаграмма (фиг. 3).



Фиг. 2. Вариационные кривые составов плагиоклазов самостоятельных малых интрузий.

1, 2 – то же, что и на фиг. 1.

- а – самостоятельные малые интрузии габбро, габбро-диоритового состава;
б – самостоятельные малые интрузии – диоритового, гранодиоритового состава.

В любом выделенном петрографическом типе пород вулcano-интрузивной формации по величине зерен выделяются две группы: одна с размерами по длинной оси 1,3 – 2 (до 3) мм, другая – 0,3 – 0,9 (до 1,3) мм. В эндоконтактных разностях интрузива присутствуют кристаллы трех групп, придающие породе резко порфировидный облик. По форме кристаллы плагиоклаза таблитчатые. Размеры зерен 0,7–1,2 x 1,5–2. Зональные кристаллы в подавляющем большинстве случаев sdвойникованы по альбитовому, альбит-карлсбадскому, альбит-периклиновому, карлсбадскому законам (табл. 2,3).

Анализ вариационных кривых распределения состава (фиг. 1, 2) плагиоклазов по петрографическим типам пород показывает наличие двух-трех максимумов, соответствующих выделенным на основании петрографических исследований генерациям плагиоклаза в парагенезисе с другими минералами, каждый из которых соответствует определенному интервалу кристаллизации расплава. Наблюдается совпадение главных максимумов близких по кислотности пород формации, увеличение роли максимумов, соответствующим более натровым плагиоклазом при переходе от основных разностей пород к более кислым (№ 46–50, 26–30, 11–15).

Таблица 1

Средние содержания плагиоклазов в породах верхнеюрской-нижнемеловой вулкано-интрузивной формации и самостоятельных малых интрузий

Порода	Содержание в %	Порода	Содержание в %
1	2	1	2
Породы I формации			
Базальтовые, андезито-базальтовые порфириты	25-32 (вкрапл.)	Гранит-порфиры Порфиroidные кварцдиориты	5-10 50-53
Андезито, андезито-дацитовые порфириты	25-33		
Дацитовые, липарито-дацитовые порфириты	10-20	Породы II формации	
Диориты	61	Диабазовый порфирит	30-35
Биотито-роговообманковые кварцевые диориты, тоналиты	53-60	Габбро	53
Гранодиориты	40-45	Габбро-порфирит	30
Монцодиориты	50-53	Диоритовый порфирит	28,6
Лейкократовые кварцевые диориты	75-80	Андезитовый порфирит	13,5-9,2

Измерения зональных плагиоклазов выявили, что образование новых генераций плагиоклаза шло преимущественно за счет обрастания уже имеющихся ядер вместе с выделением зерен аналогичного состава. Кристаллизация плагиоклаза происходит в широком временном интервале, начиная от раннемагматической стадии и завершаясь в стадию главной кристаллизации. В породах субвулканической фации - диабазовых порфиритах, андезито-базальтах, дацитах, липарито-дацитах; интрузивной фации - эндоконтактных кварцевых диоритах, тоналитах, лейкократовых кварцевых диоритах, гранит-порфирах кристаллизация плагиоклаза продолжается в позднемагматическую стадию, соответствуя максимумам - 55-60, 38-42, 22-26, 20-25, 16-20, 11-15.

"Сквозной" характер плагиоклаза № 41-45, преобладание в ядрах андезито-дацитов, дацитов эффузивной фации, парагенезис с высокотемпературными минералами (моноклинным пироксеном, амфиболом), коррозия плагиоклазом второй генерации позволяет говорить об интрателлурическом характере этой генерации плагиоклаза.

Широкий временный и температурный интервал кристаллизации плагиоклазов сказывается на степени их упорядоченности (фиг. 3). Так, плагиоклазы интрателлурической генерации вулкано-интрузивной формации характеризуются в основном упорядоченностью 0,25-0,50, а

Некоторые особенности плагиоклазов главнейших типов
пород верхнеюрско-нижнемеловой вулканогенной толщи

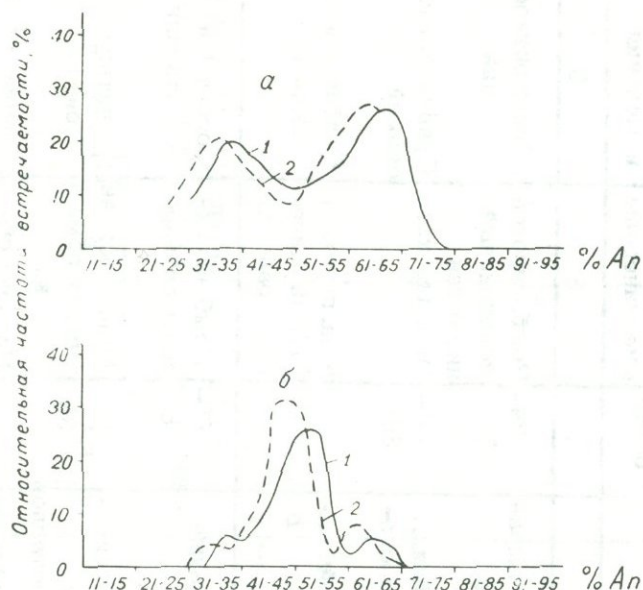
Порода	Генера- ция	Содерж в % от колич. вкрапл.	Размеры (мм)	Форма	Характерные особенности	Состав	Ассоцииру- ющие мине- ралы	Вторичные изменения
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Долеритовые диабазовые порфириты	Пл. I	35-40	1,5-1,9	Таблитчатые	Полисинтетически сдвойник., зональн., трещиноватые.	94-87	Моноклинный пироксен. Оливин	Соссюрити- зация
	Пл. II	10-15	0,9	Призматич., ре- же таблитчатые	Полисинтетич., сдвой- ник., корродируется основной массой	80-75	Мон. пирок- сен	Карбонатиз., альбитизация
	Микро- литы		0,1	Призматические	Двойникование простое	60-55	Мон. пирок- сен	
Базальтовые порфириты	Пл. I	48	1,1-1,7	Таблитчатые	Зональные, полисин- тет. сдвойникованные, трещиноват.	80-75	Оливин Мон. пирок- сен	Соссюрити- зация
	Пл. II	12	0,3-0,6	Призматич., изометричные	Слабо зональные, простое двойник.	63-57	Мон. пирок- сен	Хлоритизация, карбонатиза- ция, каолини- зация
Андезито-ба- зальтовые пор- фириты	Пл. I	28	1,8-2,5	Таблитчатые призматич.	Зональные, полисин- тетич. сдвойникован., трещиноватые	65-60 Иногда 78-75	Мон. пирок- сен	Соссюритиз., слабая
	Пл. II	17	0,5-0,6	Призматич.	Двойникование простое	48-44	Мон. пирок- сен, амфибол	Эпидотизация, каолинизация, альбитизация

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Андезитовый порфирит	Пл. I	30	1,8-2,1	Таблитчатые, призматические	Зональные, трещиноватые, по которым развивается агрегат кварца, эпидота, рудного минерала	65-58	Мон. пироксен, амфибол	Сравнительно с темными минералами свежие Каолинизация, альбитизация, серицитизация.
	Пл. II	14	0,7-1,4	Призматические	Полисинтетически сдвойник.	50-45-42	Мон. амфибол, кварц	
Андезитодациты	Пл. I	32-35	1,4-1,8	Призматическ., реже таблитч.	Зональные, полисинтетические	50-45	Мон. амфибол, кварц	
	Пл. II	13-15	0,6-1	Призматические	Простое двойникование корродируется основной массой	42-38	Мон. амфибол, кварц, биотит	
Дациты - Липарито-дациты	Пл. I	40-45	0,6-0,8	Призматические	Узкополисинтетич. сдвойник, по альбитовому, альбиткарлсбадскому зонам	48-52 Иногда 38-35	Мон. пироксен, роговая обманка, кварц, биотит	Интенсивная каолинизация, серицитизация, альбитизация
	Пл. II	5-15	0,2-0,4	Редкие призматические зерна	Простое двойникование, края зональных зерен	30-26	Роговая обманка, кварц, биотит	

Некоторые особенности плагиоклазов главнейших
типов пород Гехаротского массива

Порода	Генера- ция	Содерж. (об.%)	Размер, мм	Форма	Характерные особенности	Состав	Ассоцииру- ющие минера- лы	Вторичные из- менения
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Тоналиты, кварц. дио- риты главной интрузи- вной фации	Пл. I	9,2 - 15,1	2,2-3,1	Таблитчатые, призматические	Зональные полисин- тет. сдвойн., ядра пелитизир., серици- тизир.	50-48- 44-41- 38-35	Роговая обманка	Соссюритиза- ция (редко), серицитизация, каолинизация
	Пл. II	40,8-46,3	0,7-1,4	Призматич., ре- же таблитчатые	Полисинтетически сдвойникованные, реже зональные	35-31-28	Кварц, рого- вая обманка, биотит	Серицитиза- ция, каолини- зация
Гранит-порфиры (дайки раннего этапа)	Пл. I	5,1	1,3-2,1	Таблитчатые, призматические	Полисинтетич. сдвойникованные, зональные, количест- во зон 3-4	45-41- 37-34	Очень редко кварц	Серицитиза- ция, каолини- зация.
	Пл. II	12,9	0,4-0,9	Призматическ., реже таблитча- тые	Простое двойнико- вание, иногда сла- бо зональные	30-28- -22	Кварц, орто- клаз, биотит	Серицитиза- ция, альбити- зация
	Пл. III	5,8-10,2	0,2-0,3	Ксеноморфные	Простое двойнико- вание	7-12	Ортоклаз, кварц	Серицитиза- ция

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Кварц, диориты эндокон- тактовой фации	Пл. I	27,2-12,5	1,8-2,5 Редко 7,1	Таблитчатые, призматические	На фоне ритмичной тонкой зональнос- ти 2,3 четкие зоны	50-48 44-41 38-35	Роговая обманка	Серицитизация, иногда сосюрити- зация
	Пл. II	25,1-47,5	0,1-1,3	Призматические, реже таблитчат.	Полисинтетически сдвойникованные, зональные реже	35-31 28	Кварц, рого- вая обманка, биотит	Серицитизация, каолинизация.
	Пл. III	5,3-6,2	0,5-0,7	Ксеноморфные, реже призматиче- ские	Простое двойни- кование	25-22	Калиевый по- левой шпат, кварц, иногда биотит	Каолинизация
Лейкокраповые кварцевые диориты	Пл. I	18,0	1,9-3,7	Таблитчатые, призматические	Тонко зональные	45-41 38	Роговая обманка	Серицитизация, каолинизация,
	Пл. II	51,8	0,8-1,5	Призматические, реже таблитча- тые	Полисинтетически сдвойникованы, зональные	35-31 26	Кварц, единич- ные зерна ро- говой обман- ки и биотита	— " —
	Пл. III	10,2	0,3-0,5	Ксеноморфные	Корродируют пл. I и пл. II	20-18 16	Кварц, кали- евый полевой шпат	- " -



Фиг. 3. Состав-степень упорядоченности плагиоклазов пород верхнеюрской-нижнемеловой вулcano-плутонической формации и самостоятельных малых интрузий Спитакского района.

- 1 - формация базальт-андезит-липаритодацитов - кварцевых диоритов - тоналитов: 1 - андезиты, андезито-дациты; 2 - кварцевые диориты, тоналиты; 3 - лейкократовые кварцевые диориты; 4 - гранит-порфиры.

П - самостоятельные малые интрузии: 1 - габбро, габбро-диоритовые порфириты. а - центральные ядра кристаллов плагиоклаза, б - внешние зоны зональных кристаллов

плагиоклазы, кристаллизующиеся в интрузивной камере, обладают более высокой упорядоченностью - 0,50-0,80. Наименьшей упорядоченностью среди пород Гехаротской интрузии характеризуются гранит-порфиры (0,30-0,50), что по всей вероятности, объясняется их быстрым охлаждением.

Протокатаклиз плагиоклазов выражается в прогнутости двойников, разорванности кристаллов. Вторичные изменения выражаются соссюритизацией, карбонатизацией, альбитизацией, серицитизацией, каолинитизацией (табл. 2).

Плагиоклазы самостоятельных малых интрузий изучались на примере дайковых полей и субвулканических тел габбрового и диоритового составов, приуроченных к тектоническим нарушениям СВ простирания и расположенных веерообразно в Гехаротском массиве (табл. 4).

Плагиоклаз в габбровой группе даек является наиболее распространенным минералом, степень идиоморфизма которого всегда равна сте-

Таблица 4

Некоторые особенности плагиоклазов главнейших типов пород самостоятельных малых интрузий

Порода	Генерация	Содержание (об.%)	Размер, мм	Форма	Характерные особенности	Состав	Ассоциирующие минералы	Вторичные изменения
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Диабазовый порфирит	Пл. I	20,3	2,7-3,3	Таблитчатая, призматическая	Зональность выражена нечетко	64-58	Ромб. пироксен, моноклинный пироксен	Соссюритизация
	Пл. II	12,1	0,8-1,4	Призматическ.	Простое двойник., сравнительно свежая кайма	40-36	Мон. пироксен	Сравнительно свежий
	Пл. III (осн. масса)	28,6	0,05-0,1	Микролиты, лейсты	Простое двойникование		Мон. пироксен, рудный минерал	Слабая каолинизация
Габбро-порфирит	Пл. I	18,3	2,1-1,9	Таблитчатая, призматическ.	Слабо зональные	60-56	Ромб. пироксен, мон. пироксен	Соссюритизация, пренитизация
	Пл. II	10,2	1,2-0,8	Призматическая	Простое двойникование, кайма зональн. кристаллов	40-36	Мон. пироксен, роговая обманка	Пренитизация, хлоритизация.
	Пл. III	26,4 (основн. масса)	0,4-0,2	Призматическая	Простое двойникование	20-26	Роговая обманка, кварц	Слабая серицитизация.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Диоритовый, кварцево-диоритовый порфирит	Пл. I	15,2	3,2-2,8	Таблитчатые, призматические	Резко зональные, полисинтетически двойникованы	49-46	Амфибол, рудный минерал	Серицитизация, хлоритизация
	Пл. II	8,8	1,8-1,3	Таблитчатые, призматические	- " -	60-56	Амфибол	Серицитизация вторичный сфен
		5,1	0,9-0,5	Призматические	Кайма зональных зерен		Амфибол, биотит, кварц	Хлоритизация, серицитизация, каолинизация.
	Осн. масса	44,8	0,3-0,1	Призматические	Простое двойникование	28-32	Амфибол, кварц, рудный минерал	Каолинизация.

пени идиоморфизма пироксенов. Форма их обычно длиннопризматическая, достигая в длину 3,3 мм. Зональность выражена нечетко. Часто оконтуриваются свежей неизменной каймой, соответствующей андезину № 40-36. По плагиоклазу часто развивается гематит, образуя скелетные кристаллы и сфен.

Плагиоклазы диоритовой группы даек представлены длиннотаблитчатыми кристаллами, достигающими 3,2-2,5 мм по длинной оси, таблитчатыми - до 1,8 мм, призматическими - 0,9-0,5 мм и мелкие призматические, изометричные зерна основной массы - 8,3-0,1 мм. Плагиоклазы обычно зональные, на фоне тонкой зональности - количество зон 8-10 четко выделяются несколько зон. Ядра значительно шире краевых зон с пятнистым угасанием, следующая за ядром зона основнее ядра - обратная зональность. Мелкие кристаллы обладают прямой зональностью с небольшим числом зон. Крупные кристаллы обычно полисинтетически двойникованы по альбитовому, альбит-карлсбадскому, периклиновому законам двойникования.

На основании вышеизложенного среди вкрапленников плагиоклаза пород субвулканической формации диоритового состава можно выделить две возрастные генерации: интрателлурическую и кристаллизовавшуюся в магматической камере. Первая генерация характеризуется выдержанными размерами и "пятнистой зональностью", которая является результатом растворения плагиоклаза интрателлурической кристаллизации при достижении более высоких горизонтов земной коры, где общее давление значительно меньше. Интрателлурическая генерация характеризуется также наличием треугольных зерен обломочного облика, обратной зональностью, коррозией основной массой.

Выделенные нами генерации плагиоклазов при петрографическом изучении пород согласуются с распределением максимумов на кривых распределения составов плагиоклаза (фиг. 1, 2).

Изложенные представления четко подтверждаются при изучении степени упорядоченности плагиоклазов (фиг. 3). Оказывается, что во внешних зонах зональных кристаллов упорядоченность достигает 0,30 - 0,50, а для центральных ядер - 0,10 - 0,25.

Анализ кривых распределения составов плагиоклазов верхнеюрско-нижнемеловой вулкано-интрузивной формации и самостоятельных малых интрузий с учетом их степени упорядоченности, зональности и других морфологических признаков (фиг. 1, 2) позволяет прийти к следующим выводам.

1. В верхнеюрско-нижнемеловой вулкано-интрузивной формации и верхнемеловой субвулканической формации происходит постепенное перемещение максимумов в плагиоклазах в сторону большей натровости при переходе от основных разностей к более кислым с некоторой унаследованностью максимума 41-45 для андезито-дацитов, дацитов, липарито-дацитов, биотитово-роговообманковых кварцевых диоритов, тоналитов, лейкократовых кварцевых диоритов, пород эндоконтактовых фаций верхнеюрско-нижнемеловой формации и максимума 66-70 для самостоятельных малых интрузий, причем для даек диоритового состава частота его встречаемости мала и выражается плагиоклазом II генерации.

Выявленное наследование состава плагиоклаза поздних генераций ранних фаз плагиоклазом ранних генераций поздних фаз обеих формаций, по-видимому, может служить доводом в пользу генетического родства магматических образований каждой из указанных формаций.

2. Характер эволюции плагиоклазов в обеих формациях свидетельствует о неравномерности условий кристаллизации пород, когда состав плагиоклаза не успевает выравниться до номера, отвечающего данной основности породы, что подтверждается многократной, повторяющейся зональностью плагиоклазов 1 формации и резкой повторяющейся и даже обратной зональностью плагиоклазов самостоятельных малых интрузий.

3. Если плагиоклазы верхнеюрско-нижнемеловой вулкано-интрузивной формации обладают низкотемпературной, либо приближающейся к ней оптикой, то для плагиоклазов самостоятельных малых интрузий характерна промежуточная оптика, что говорит о различии в условиях формирования магматических образований обеих формаций. На диаграммах (рис. 1, 2) наряду с кривыми, иллюстрирующими низкотемпературную оптику, проводятся кривые с учетом степени упорядоченности. Для пород второй формации происходит сдвиг максимума на пять номеров основности.

Степень упорядоченности плагиоклазов пород первого формационного ряда магматических образований уменьшается по направлению к жильным гранит-порфирам, быстрое охлаждение которых в приповерхностных условиях препятствует процессам их упорядочения.

4. Интрателлурические генерации плагиоклаза вулкано-интрузивной формации обладают степенью упорядоченности 0,2–0,50; формации самостоятельных малых интрузий – 0,10 – 0,25. Кристаллизующиеся в интрузивных камерах – соответственно 0,5–0,8 и 0,3–0,5.

ЛИТЕРАТУРА

- Арутюнян А. Р. – Основные черты тектонического строения и рудоносности южной части Севано-Ширакского синклинория. Известия АН Арм.ССР, Науки о Земле, т. ХУП, № 6, 1964.
- Белов А. А., Соколов С. Д. – Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении. Советская геология, 8, 1973.
- Габриелян А. А. – Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм.ССР, 1959.
- Коптев-Дворников В. С. – Зональный метод определения плагиоклазов. Изд. МГРИ, 1951.
- Марфунин А. С. – Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. ИГЕМ, вып. 78, 1962.
- Саркисян О. А. – Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Изд. Ер.ГУ, 1966.
- Соболев В. С. – Федоровский метод. Госгеолтехиздат, 1954.
- Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. Изд. "Наука", М., 1967.
- Хоренян Р. А. – К геологии Гехаротского интрузива. ДАН Арм.ССР, т. № 5, 1974.

В. О. Пароникян

О МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ ЦИНКОВО-СВИНЦОВОГО ОТНОШЕНИЯ

В промышленных масштабах свинец и цинк проявляются почти во всех металлогенических провинциях и эпохах. В настоящее время, как по запасам, так и по добыче этих металлов, трудно отдать предпочтение регионам докембрийской, герцинской, киммерийской или альпийской консолидации. Некоторое возрастание интенсивности минерализации свинца и цинка наблюдается в последних двух металлогенических эпохах. Главные концентрации рассматриваемых металлов связаны с гидротермальной группой месторождений, которая охватывает все температурные ступени рудообразования.

Следует отметить, что в отличие от многих других металлов, свинец и цинк по ряду металлогенических характеристик относятся к группе сквозных металлов, которые проявляют родственные связи с самыми различными магматическими и рудными формациями. Крупные концентрации этих металлов связаны с месторождениями как плутонического, так и субвулканического циклов (по номенклатуре Г. Шнейдерхена, 1958). Однако, во всех типах тектонических структур свинцово-цинковые рудные поля оказываются наиболее удаленными от их магматических источников и пространственно часто оказываются совмещенными с малыми порфировыми интрузиями и дайками как доба́толитового, так и постба́толитового этапов развития магматизма. Кроме того, крупные концентрации рассматриваемых металлов приурочены к стратифицированным месторождениям неметаморфизованных чехлов древних и более молодых платформ.

Корреляция качественных и количественных показателей минерализации свинца и цинка и магматических формаций в значительной степени затруднена из-за неопределенности вопроса их непосредственной генетической связи. Относительно генезиса и конкретного источника этих металлов в большинстве случаев фигурирует много гипотез. Однако, эти локальные источники в региональном плане являются серийными продуктами тектоно-магматических циклов, повторяют характерные петрохимические особенности магматических пород последних и в сумме определяют металлогенический облик регионов. То есть, в

нашем случае, задача сводится к установлению корреляций между типами петрографических и сопряженных с ними рудных провинций. Подобный подход оправдывается большой однородностью целых металлогенических провинций как по минерализации свинца и цинка, так и по главным магматическим формациям. Повторяемость рассматриваемого нами явления позволяет, с другой стороны, решить обратные металлогенические задачи.

Важное значение имеют корреляции между количественными характеристиками магматических пород и ассоциирующих с ними рудных формаций. Для этой цели можно использовать самые различные признаки обеих многомерных систем, в которых характеристикам пород принадлежит роль аргумента. В этой статье автор ставит перед собой более узкую задачу, а именно установление корреляции между натриевой и калиевой щелочностью магматических пород отдельных провинций и степенью свинцовости и цинковости руд, то есть связи между весовыми соотношениями $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ и $\Sigma n : \text{Pb}$. Анализ накопленного фактического материала позволяет наметить при этом ряд особенностей взаимосвязи признаков рудных и магматических формаций на количественной основе, которые в дальнейшем, по мере накопления фактического материала, могут быть представлены в устойчивой и более уточненной форме.

Тесная парагенетическая ассоциация свинца и цинка (главным образом в форме галенита и сфалерита) столь характерная для многих рудных провинций трудно расшифровывается с геохимической и кристаллохимической точек зрения. Эта ассоциация выглядит также странно с точки зрения источника оруденения; цинк является характерным компонентом базальтоидной, а свинец — гранитной магм. Сонахождение минеральных форм этих двух компонентов, однако, позволяет думать о сходности физико-химических условий их отложения в рудных процессах. В этом сходном поведении свинца и цинка, однако, наблюдаются четкие дискоординации, которые зависят от множества факторов и, главным образом, от характера их магматического источника. Именно этим дискоординациям принадлежит важное металлогеническое значение, поскольку как будет показано ниже, они позволяют судить о характере источника оруденения там, где по этому поводу отсутствуют прямые индикаторы, используя для этой цели установленные особенности в хорошо изученных рудных провинциях.

Основой в наших сравнительных характеристиках служат крупные металлогенические зоны и провинции первого порядка, известные в настоящее время благодаря работам многих исследователей (Билибин, 1955; Кинг, 1961; Магакьян, 1959, 1969; Радкевич, 1960; Смирнов В., 1965; Смирнов С., 1946; Твалчрелидзе, 1966; Штилле, 1964 и др.). . и заимствованным нами по известным номенклатурам.

Среднее значение отношений цинка и свинца для различных рудных провинций и зон СССР и зарубежных стран приведены в табл. 1 и 2. Они составлены как по запасам (главным образом достоверным) свинца и цинка, так и по их добыче фиксированной в период за 1936–1970 гг., используя с этой целью различные сводки по минеральным ресурсам. Как следует из приведенных данных в большинстве случаев

отношения $Zn:Pb$ как по запасам, так и по добыче показывают большое сходство, за исключением стран Южной Америки. Эти расхождения обусловлены самыми различными причинами и, в частности, спросом и предложением свинца и цинка на мировом рынке. Кроме того, в большинстве рудных провинций отношение $Zn:Pb$ во времени проявляет большую стабильность, хотя их запасы и добыча претерпевают серьезные изменения. Неустойчивые отношения этих компонентов характерны для развивающихся стран, где каждое новое открытие месторождения вносит существенное изменение в рассматриваемой нами количественной характеристике.

Анализ большого эмпирического материала показывает, что цинково-свинцовое отношение вне зависимости от металлогенических провинций в связи с суммированием множества неравносильных факторов, мало пригодно для характеристики генетических типов месторождений этих металлов. Иначе говоря, однотипные формации (по температурным условиям формирования руд, минеральному составу, отношению к магматическим породам и т. д.) в различных типах рудных провинций показывают различные значения количественных отношений цинка и свинца. Только в конкретных, в металлогеническом отношении, рудных провинциях цинково-свинцовое отношение проявляет тесные координационные связи с такими факторами, как температура и глубина формирования руд, выражающиеся в локальной и региональной зональности размещения типов руд. Первичная глубинная локальная зональность, подчеркнутая в литературе многократно, достаточно четко проявляется почти во всех свинцово-цинковых месторождениях. В обобщенной форме она выражается в увеличении с глубиной месторождений количества сфалерита и пирита за счет галенита и др. компонентов руд (Шнейдерхен, 1958), то есть в месторождениях на вертикальном разрезе снизу вверх отношение $Zn:Pb$ имеет тенденцию к падению. Характерной особенностью поведения рассматриваемых металлов в отдельных рудных провинциях является также отчетливое возрастание степени свинцовости руд от высокотемпературных к низкотемпературным типам и формациям, что подтверждается на примере месторождений Малого Кавказа, Средней Азии, Дальневосточного Приморья и т. д. При этом, как правило, наиболее высокое значение $Zn:Pb$ при прочих равных условиях, показывают скарново-полиметаллические месторождения. Вышеуказанные тенденции характерны почти для всех однородных рудных провинций и указывают на то, что в магматогенных гидротермальных месторождениях цинк является более высокотемпературным компонентом, чем свинец.

Вышеперечисленные факторы (температура, глубина формирования руд, степень удаленности от рудоконтролирующих структур и т. д.), однако мало значимы в определении степени свинцовости и цинковости руд целых металлогенических провинций. Ведущее значение при этом, как показывает анализ фактического материала, принадлежит характеру магматического источника оруденения. Этим, в частности, мы объясняем преимущественную свинцовую или же цинковую специализацию крупных регионов, охватывающих самые разнообразные по вышеотмеченным признакам месторождения рассматриваемых металлов.

Среднее значение стандартного отношения $Zn : Pb$ для всех генетических типов месторождений по их запасам составляет 1,45–1,85 : 1. По добыче это отношение близко к нижней границе – 1,4 : 1. Полученные значения гораздо ниже весовых отношений цинка и свинца в любом типе горных пород^х, что указывает на более сильную способность свинца накапливаться в продуктах постмагматической гидротермальной деятельности. В то же время отношение $Zn : Pb$ в горных породах определенно падает от ультраосновных и основных типов к средним и кислым, за счет уменьшения концентраций цинка, но возрастания – свинца. С этими региональными геохимическими особенностями распределения свинца и цинка, как мы увидим ниже, хорошо коррелируются и их региональные металлогенические особенности, и в частности, их количественные соотношения в соответствующих рудных формациях.

Докембрийские месторождения Канадского щита показывают медно-цинковую специализацию. Свинец в них является второстепенным компонентом. Эти месторождения метаморфического цикла (Шнейдерхен, 1958) по геологическим условиям локализации руд, вещественному составу и соотношению компонентов повторяют характерные особенности таковых наиболее фемических эвгеосинклинальных зон базальтоидного магматизма, каковыми являются Урал и ряд других провинций.

Неустойчивые соотношения $Zn : Pb$ наблюдаются в сходных с канадскими скарново-сульфидных месторождениях Швеции. В целом, однако, эта часть Фенноскандинавского массива показывает повышенную свинцовую специализацию ($Zn : Pb - 0.6 - 1.57 : 1$). Месторождения аналогичного типа Финляндии (медные, медно-цинковые и свинцово-цинковые) характеризуются более стабильными соотношениями этих компонентов при резком преобладании цинка ($Zn : Pb - 11 - 17 : 1$). Типичные для эвгеосинклинальных фемических зон отношения $Zn : Pb$ показывают также каледонские дислокационно-метаморфизованные (колчеданные) месторождения Норвегии

Повышенной цинковой специализацией характеризуются также скарновые и гидротермальные месторождения Японии ($Zn : Pb - 4.4 - 4.5 : 1$) киммерийского и альпийского возраста. Здесь широко представлен начальный базальтоидный магматизм (поздний мел-палеоген), переходящий в неоген-четвертичное время в орогенный магматизм андезитовой линии. Минерализация свинца и цинка контролируется "субвулканическими" диоритами, кварцевыми диоритами, монцонитами, плагиогранитами и т. д. По соотношению $Zn : Pb$ Япония проявляет характерные особенности эвгеосинклинальных салически-фемических зон с преобладающей ролью магматизма андезитовой линии, примером которых служат Рудный Алтай, Алаверди-Кафанская зона на Малом Кавказе и др.

Восточные обрамления Тихого океана – Северо-Американские Кордильеры и Южно-Американские Анды представляют крупные свинцово-цинковые провинции как по запасам, так и по добыче этих ме-

^х По данным А. П. Виноградова (1962) отношение $Zn : Pb$ составляет: в ультраосновных породах – 30 : 1, в основных – 16,5 : 1, в средних – 4,8 : 1, в кислых – 3,1, в земной коре в целом – 5,2 : 1.

таллов. Возраст оруденения – киммерийский (Канада, США) и альпийский (Мексика, Перу, Боливия, Аргентина). Наиболее крупные концентрации свинца и цинка приурочены к миогеосинклинальной части Кордильер и Анд (по номенклатуре Г. Штилле, 1964), тяготея к пограничным участкам эвгеосинклинали. Свинцово-цинковая минерализация в указанных протяженных складчатых поясах контролируется киммерийским и альпийским магматизмом латит-монцитовой формации (монциты, кварцевые монциты, кварцевые монцит-порфиры и др.), которая сочетается с нормальными известково-щелочными породами (андезиты, диориты, гранодиориты, риолиты, гранит-порфиры и др.). Здесь наблюдается большое разнообразие в рудной минерализации свинца и цинка. Большинство месторождений Кордильер на территории Канады и США относятся к мезотермальной плутонической группе, между тем, как эпитермальные месторождения Мексики и Южно-Американских Анд приурочены к субвулканическим и жерловым фациям пород. Крупные концентрации свинца и цинка связаны также с рудами, близкими к колчеданной формации (Юнайтед Верде в Аризоне) и "контактово-метаморфическими" ореолами (Централь и др. в Нью-Мексико). Отношение

$Zn : Pb$ в различных частях рассматриваемой ортогеосинклинали претерпевает некоторое изменение (табл. 1); наиболее высокая цинковость руд наблюдается в вышеупомянутых "колчеданных" и "контактово-метаморфических" месторождениях ($Zn : Pb > 10 : 1$). Для Северо-Американских Кордильер в целом среднее значение $Zn : Pb$ составляет 1,41 : 1, а для Южно-Американских Анд – 1,97 : 1 (по запасам в недрах). Эти соотношения близки к мировому стандарту и являются характерными для свинцово-цинковых месторождений миогеосинклинальных фемически-салических зон с андезитовым источником оруденения.

Телетермальные стратифицированные месторождения свинца и цинка платформенного чехла Северной Америки приурочены к карбонатным породам палеозоя при почти полном отсутствии каких-либо изверженных горных пород. Эти месторождения с пониженной серебреностью и простым минеральным составом по соотношению главных компонентов – $Zn : Pb$ показывают особенности, не характерные для регионов с нормальными гидротермальными магматогенными месторождениями свинца и цинка. Здесь выделяются крайние промышленные типы руд – преимущественно свинцовые (Юго-Восточное Миссури) при почти полном отсутствии цинка и цинковые (Три-Стейтс, Восточный Теннесси и др.) в которых свинец играет подчиненную роль. Для группы в целом, однако, не наблюдается сколько-нибудь явного преобладания какого-либо металла ($Zn : Pb - 1.5 : 1$). Подобные контрастные соотношения компонентов характерны также для субплатформенных месторождений других регионов, примером которых служат Рифо-Тельская система (герцинские и альпийские месторождения Алжира, Туниса и Марокко) Средиземноморской зоны и хребет Каратау в Казахстане.

Средиземноморская зона характеризуется большой неоднородностью как по генетическим типам месторождений свинца и цинка, так и по характеру магматических их источников. Промышленные концентрации этих металлов связаны с герцинской (часть месторождений Марокко, Сардиния, зона Передового хребта на Северном Кавказе и др.), ким-

СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ ОТНОШЕНИЙ $Zn:Pb$ в
СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ РАЗЛИЧНЫХ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Таблица I

Складчатые системы, руд- провинции и зоны	Металлогенические эпохи	Отношение $Zn:Pb$ по запасам за период 1955, 1963, 1967, 1969 гг.		Отношение $Zn:Pb$ по добыче за период 1936-1968 гг.
		От - до	Среднее	
Канадская платформа	Докембрийская		10	
Канадская платформа	Герцинская?-Альпийская		1,5	
Аппалачский складчатый пояс	Палеозойская		4,4	
Кордильерский складчатый пояс	Киммерийская, альпийс- кая	0,7 - 4,2	1,41	
Андийский складчатый пояс	Альпийская	0,5 - 9,5	1,97	1,14
Южноамериканская (Бразильс- кая) платформа	Докембрийская		1,45	
Фенноскандинавский массив	Докембрийская, часть каледонская	0,6 - 18,0		1,5-17,0
Средиземноморская зона	Герцинская, киммерийс- кая и альпийская	0,3 - 2,0	1,08	1,04
Тихоокеанская зона	Киммерийская, альпийс- кая	4,0 - 7,0		
Африканская платформа	Разные	0,4 - 2,2	1,17	1,95
Индостанская платформа	Докембрийская	2,0 - 2,4	2,2	
Австралийская платформа	Главным образом до- кембрийская	0,8 - 1,1	0,93	0,86

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ СССР

Таблица 2

Металлогенические провинции и зоны	Металлогенические эпохи	Типы ассоциирующих магматических формаций: а) вулканические, б) субвулканические и в) интрузивные образования	Общий характер магматизма и петрохимические серии пород	Тип провинций по тектоническим и магматическим признакам	Приближенные значения отношения $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}$ в ассоциирующих рудоносных формациях пород	Отношение запасов $\text{Zn}:\text{Pb}$
Урал	Каледонская, герцинская	а. Спилито-кератофировая б и в. Габбро-плагиогранитная	Базальтоидный; известково-щелочные	Эвгеосинклиналь, фемическая	3-4:1	10:1
Северный Кавказ, зона Передового хребта	Герцинская	а. Спилито-кератофировая	Базальтоидный; известково-щелочные	Эвгеосинклиналь, фемическая	Высокое	10:1
Малый Кавказ	Киммерийская	а. Андезитовая б. Плагиолипаритовая в. Плагиогранитная и диоритовая	Андезитовый; известково-щелочные	Эвгеосинклиналь, салически-фемическая	2-4:1	3-5:1
1. Алаверди-Кафанская зона		а. Андезитовая б. Липаритовая в. Габбро-диорит-гранодиоритовая	Андезитовый; известково-щелочные	Эвгеосинклиналь, салически-фемическая	1,5:1	2:1
2. Севано-Амассийская зона	Альпийская (палеогеновая)	а. Андезитовая и трахиандезитовая в. Габбро-монзонит-сиенитовая	Гранитный; известково-щелочные, субщелочные и щелочные	Многосинклиналь (переходная зона), салическая	1:1	1:1
3. Памбак-Зангезурская зона	Альпийская (олигоцен-миоценовая)	а. Андезитовая, липарито-дацитовая и липаритовая б и в. Субвулканическая гранитная с большой ролью субщелочных и щелочных пород	Гранитный; известково-щелочные, субщелочные и щелочные	Многосинклиналь, салическая	0,8-1,0:1	0,9:1
Средняя Азия	Герцинская	а. Кварц-кератофировая	Известково-щелочные	Эвгеосинклиналь, салически-фемическая	4-5:1	3-5:1
Салаир	Каледонская? герцинская	а. Кварц-кератофировая, андезит-дацитовая	Андезитовый; известково-щелочные	Эвгеосинклиналь, салически-фемическая	1,5-3:1	2-3:1
Рудный Алтай	Герцинская	а. Андезитовая, трахиандезитовая в. Габбро-монзонит-сиенитовая	Гранитный; известково-щелочные, щелочные	Многосинклиналь, салический	0,7-0,8:1	0,95:1
Восточное Забайкалье	Киммерийская	а. Андезитовая, риолитовая б и в. Субвулканическая гранитная	Андезитовый; известково-щелочные	Многосинклиналь, фемически-салическая	0,8-1,4:1	1,2-2:1
Дальневосточное Приморье	Альпийская					

мерийской (Алаверди-Кафанская зона на Малом Кавказе, зона Главного хребта на Северном Кавказе) и альпийской (месторождения Алжира, Туниса, Марокко, Греции, Турции, Югославии и др.) металлогеническими эпохами. Свинец и цинк часто локализованы в мезотермальных месторождениях в парагенетической связи со средними и умереннокислыми магматическими породами. Кроме того, в этой зоне широко представлена группа месторождений субплатформенных областей. В отличие от Тихоокеанского кольца в рассматриваемой складчатой системе отсутствует региональная тектоническая и металлогеническая зональность. Локально специализированные металлогенические зоны повторяют характерные особенности таковых других провинций, в частности, Тихоокеанского кольца. Эмпирический материал недостаточен для проведения корреляции между тектоно-магматическими комплексами и рудными формациями для зоны в целом. Среднее значение $Zn:Pb$ в зоне составляет (без СССР) около 1 : 1, что больше соответствует силлическому источнику оруденения.

Металлогеническое значение цинково-свинцового отношения в наиболее полном виде можно проследить на примере рудных провинций СССР, краткие характеристики которых приведены в табл. 2.

Колчеданосный зеленокаменный пояс Урала представляет типичный пример фемической эвгеосинклинальной зоны. Формирование колчеданного оруденения во времени совпадает с этапом затухания геосинклинального вулканизма силура и девона и пространственно тяготеет к кремнокислым дифференциатам спилито-кератофировой формации. По вещественному составу скарново-медные, медноколчеданные и медноцинковые руды этой провинции сходны с таковым докембрийских месторождений Канады и Фенноскандинавского массива. Ничтожная роль свинца в рудах и медно-цинковая специализация пояса (отношение $Zn:Cu - 0.7:1$) полностью соответствует распространенным здесь и ассоциирующим с оруденением базальтоидными магматическими породами известково-щелочной серии с повышенной натриевой щелочностью. Полными уральскими аналогами являются колчеданные месторождения зоны Передового хребта на Северном Кавказе. Здесь более интенсивная рудная концентрация приурочена к спилито-кератофировым породам нижнего-среднего девона, располагаясь вблизи вулканических центров (Смирнов, Гончарова, 1960), где возрастает роль субвулканических и жильных пород среднего и кислого составов. Эта фемическая эвгеосинклинальная зона также характеризуется подчиненной ролью свинца и медно-цинковой специализацией (отношение $Zn:Cu$ - близко к Уралу).

По степени цинковости и свинцовости руд достаточно четко разграничиваются друг от друга структурно-металлогенические зоны Малого Кавказа (Пароникян, 1966). Металлогенические особенности Алаверди-Кафанской зоны определяются магматическими формациями мезозойского возраста (Магакян, 1969). Эта эвгеосинклинальная (Асланян, 1953) силлически-фемическая зона характеризуется интенсивным проявлением начального вулканизма в целом андезитовой линии (Дзоценидзе, Твалчрелидзе, 1965). К мезозойскому возрасту относятся также интрузивные породы плагиогранитной и диоритовой форма-

ций (Габриелян, Багдасарян и др., 1968), а также субвулканические образования плагиолипаритовой формации. В рудах колчеданно-полиметаллической формации роль свинца значительна при среднем значении отношения $Zn:Pb - 3-5 : 1$. По совокупности рудно-магматических показателей эта зона отличается от наиболее фемических зон уральского типа и больше приближается к Рудному Алтаю или же внутренним (эвгеосинклинальным) зонам Тихоокеанского кольца.

Свинцово-цинковая минерализация Памбак-Зангезурской зоны контролируется более поздним — верхний эоцен-миоценовым циклом магматизма. Вулканические образования этого цикла представлены андезитовой и трахиандезитовой формациями. Олигоцен-миоценовый интрузивный магматизм обладает повышенной щелочностью и вместе с щелочными и субщелочными составляющими относятся к габбро-монцит-сиенитовой формации (Габриелян, Багдасарян и др., 1968). Здесь мы имеем пример контрастной калиевой зоны с магматизмом сиалического профиля. Повышенная свинцовая ее специализация ($Zn:Pb - 1 : 1$) полностью соответствует гранитному источнику оруденения.

Количественные соотношения отдельных магматических типов пород определяют Среднюю Азию как петрографическую провинцию с преобладающей ролью сиалического — гранитного магматизма (Бабаев, 1963). Свинцово-цинковое оруденение контролируется позднегерцинскими (пермскими, верхнепермско-нижнетриасовыми) постбатолитовыми порфировыми интрузиями и дайками гранитоидов (гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые порфиры и др.), с которыми сочетаются также субщелочные и щелочные серии пород (сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры и т. д.). Отношение $Zn:Pb$ в скарновых и гидротермальных группах месторождений низкое и в среднем составляет $0,9 \pm 1$. По характеру магматизма, оруденения и соотношению $Zn:Pb$ ($0,95 : 1$) киммерийская провинция Восточного Забайкалья близко тождественна Средней Азии. В обоих случаях, по сравнению с Уралом, мы имеем контрастные металлогенические провинции миогеосинклинального типа и повышенную свинцовую специализацию, соответствующую гранитному источнику оруденения.

Салаир и Рудный Алтай представляют собой сходные провинции с эвгеосинклинальным магматизмом (Овчинников, Баранов, 1973) и металлогенией. Для Рудного Алтая характерны кварц-кератофировая (Кузнецов, 1964) (средний-верхний девон), а также андезитовая и андезит-дацитовая (Хисамутдинов, Богданова и др., 1971) (верхний девон-нижний карбон) формации. Интрузивные образования представлены добатолитовыми малыми порфировыми интрузиями и дайками габбро-диабазовой плагиогранит-порфировой (верхний девон-нижний карбон) формаций, прорывающихся Змеиногорским комплексом пород плагиогранитной формации. К этапу отмирания геосинклинали относится формирование рудноалтайской серии малых интрузий кварцевых альбит-порфиров, кварцевых порфиров, гранит-порфиров, плагиогранитов. Все вышеперечисленные магматические образования относятся к известково-щелочным сериям с повышенной натриевой щелочностью (табл. 2) и рассматриваются как производные глубинного очага, средний состав которого приближается к андезиту (Иванкин, 1963). В отличие от магматизма

андезитовой линии миогеосинклинальных зон Кордильер и Анд здесь в ассоциациях отсутствуют субщелочные и щелочные серии пород.

Руды Салаира и Рудного Алтая принадлежат, главным образом, к колчеданно-полиметаллической формации, характеризующейся повышенной серебреноносностью и золотоносностью. Отношение $Zn:Pb$ составляет 2-3:1 (Рудный Алтай) и 3-5:1 (Салаир), при отношении $Zn:Cu$ - 4-5:1. Таким образом, в последовательности Урал-Салаир-Рудный Алтай в колчеданных рудах наблюдаются относительные падения концентраций меди, но возрастания цинка и особенно свинца вместе с благородными металлами. Эти изменения в рудах четко координируются с качественными и количественными изменениями в ассоциирующих магматических формациях; в указанном направлении в спилито-кератофировой и габбро-плагиигранитной группах заметно возрастает роль более кислых дифференциатов пород, смещающих магматизм в сторону андезитовой линии.

х х х

В отличие от многих других металлов свинец и цинк проявляют генетическую или же парагенетическую связь с магматическими породами, характеризующимися широким диапазоном вариации как петрографических, так и петрохимических показателей. Приближенные средние значения весовых отношений щелочей $Na_2O:K_2O$ для наиболее важных в металлогеническом отношении (для свинца и цинка) магматических пород различных рудных провинций приведены в табл. 2. Эти данные показывают на четкие корреляционные зависимости между степенью натриевой и калиевой щелочности пород, с одной стороны, и степенью свинцовости и цинковости ассоциирующих с ним рудных месторождений - с другой. Рассматриваемые металлы в промышленных масштабах выступают при значении отношения $Na_2O:K_2O$ от 0,7:1 до 3-4:1, а иногда и больше. Причем, натриевым провинциям соответствует цинковая специализация полиметаллических руд, между тем как с возрастанием калиевой щелочности провинций увеличивается степень свинцовости руд. В целом следующая последовательность возрастания калиевой щелочности магматических пород и свинцовости руд в провинциях и зонах - Урал, зона Передового хребта Северного Кавказа, Салаир, Алаверди-Кафанская зона Малого Кавказа, Рудный Алтай, Дальневосточное Приморье, Памбак-Зангезурская зона Малого Кавказа, Средняя Азия, Восточное Забайкалье. Если из указанной последовательности исключить наиболее фемические эвгеосинклинальные зоны (Урал, зона Передового хребта), то можно заметить любопытное тождество между весовыми отношениями $Na_2O:K_2O$ и $Zn:Pb$ в рудных провинциях.

Вышеотмеченные в металлогеническом отношении противоположные тенденции свинца и цинка функционально связаны с их геохимическим поведением в магматических породах. Свинец преимущественно концентрируется в обогащенных калием гранитоидах, в которых он предпочитает калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин). В магматических породах свинец присутствует как в форме галенита (Туровский,

1964; *Goldschmidt* 1954), так и в виде изоморфной примеси (Санделл, Голдич, 1952; Таусон, 1961; *Goldschmidt* 1954; *Sorell* 1962), замещая калий в силикатах, например, по схеме $K^{+} + Si^{4+} \rightarrow Pb^{2+} + Al^{3+}$

Таким образом, свинцовая специализация калиевых провинций имеет прямую геохимическую основу, что, однако, нельзя утверждать для случая цинковой специализации натриевых провинций. Здесь геохимическая интерпретация лишь косвенно указывает на базальтоидный характер источника обоих компонентов^х. В данном случае хорошо координированы геохимические и металлогенические поведения этих металлов.

Таким образом, вышеприведенный аналитический материал позволяет выделить следующие типы рудных провинций по характеру магматогенных месторождений свинца и цинка и тектоно-магматическим признакам.

1. Эвгеосинклинальные фемические^{хх} (Урал, зона Передового хребта Северного Кавказа, Ряд провинций Канадского щита и Фенноскандинавского массива), характеризующиеся медной и медно-цинковой специализацией колчеданной формации при второстепенной роли свинца. Спилито-кератофировые и габбро-плагิโอгранитные группы пород составляют суть магматизма этих зон.

II. Эвгеосинклинальные салически-фемические (Алаверди-Кафанская зона Малого Кавказа, Салаир, Рудный Алтай, Япония и др.) с колчеданно-полиметаллической минерализацией, повышенной сереброносностью и золотоносностью. Вместе с медью и цинком здесь свинец также является главным рудообразующим компонентом. Отношение $Zn : Pb$ варьирует в пределах 2-5 : 1. Как в первом, так и во втором типах рудных провинций магматические породы относятся к известково-щелочным сериям с повышенной натриевой щелочностью ($Na_2O : K_2O = 1,5-4 : 1$), при почти полном отсутствии субщелочных и щелочных пород.

III. Миогеосинклинальные фемически-салические (Северо-Американские Кордильеры, Южно-Американские Анды, Дальневосточное Приморье и др.) провинции по сравнению с предыдущим типом характеризуются возрастанием роли свинца ($Zn : Pb = 1,4-2 : 1$), при падении относительных концентраций меди и цинка. Руды этих зон отличаются также повышенной сереброносностью, в ряде случаев также

^х Как известно, содержание цинка в породах, противоположно свинцу, прогрессивно возрастает от кислых к основным (Виноградов, 1962). Кроме того, в породах присутствия как в изоморфной, так и сульфидной (*Goldschmidt* 1954; *Neumann* 1949) форме, цинк концентрируется преимущественно в фемических составляющих - железо-магнито-силикатах (пироксены, амфиболы, биотит), а также в магнетите.

^{хх} Впервые Е. А. Радкевич (1960) рудоносные территории по геохимическому признаку подразделяет на два типа - фемический (уральский тип) и салический (восточноазиатский тип). В дальнейшем для территории СССР было предложено более детальное расчленение с выделением промежуточных типов (Спижарский, Боровиков; 1967).

редкометальностью (Sn, Mo, Bi). Оруденение контролируется магматизмом андезитовой линии, в котором, в отличие от II типа, большую роль играют щелочные породы (латит-монцититовая формация по А. Д. Иртли, 1963).

1У. Миогеосинклинальные салические (Средняя Азия, Восточное Забайкалье, Памбак-Зангезурская зона Малого Кавказа и др.) с преобладающим гранитным магматизмом. Этот наиболее контрастный тип рудных провинций характеризуется повышенной свинцовой специализацией ($Zn : Pb = 0,8-1 : 1$), с подчиненной ролью меди и низкими относительными концентрациями серебра. Оруденение ассоциирует с малыми порфировыми интрузиями и дайками гранитоидов с повышенной калиевой щелочностью ($Na_2O : K_2O = 0,7-1 : 1$) и широким развитием также пород щелочной серии. В этом типе рудных провинций интенсивно представлена также редкометальная (Mo, Sn, W) минерализация.

Определенным типом рудных провинций следует считать также субплатформенные регионы с немагматогенными телетермальными стратифицированными месторождениями свинца, цинка и меди.

Анализ вышеизложенного фактического материала позволяет также заключить, что в крупных металлогенических провинциях или же их составляющих частях — зонах, характер оруденения свинца и цинка определяется не какими-либо случайными, эпизодическими и локальными факторами, а суммарным результатом всех видов геологических процессов. Этим объясняется большая однородность крупных регионов первого порядка по типам месторождений свинца и цинка, ассоциирующим магматическим формациям, соотношениям главных и второстепенных рудообразующих компонентов и т. д. Подобная металлогеническая однородность вряд ли возможна, если предположить, что эти прежние геосинклинальные системы прошли полный цикл геологического развития, при котором от начальных и ранних этапов к субсеквентному или позднему (исключая конечный) происходит смена фемического (базальтоидного) магматизма — салическим (гранитным) (Билибин, 1955; Кузнецов, 1964; Магакьян, 1959; Смирнов, 1965; Штилле, 1964). В таком случае в провинциях следовало бы ожидать непрерывные серии формационных типов месторождений свинца и цинка. В действительности же, в большинстве случаев устанавливается специализация зон или провинций рудными формациями, отвечающими в одних случаях базальтоидному, в других промежуточному или же гранитному магматизму, при слабом проявлении, или же — полном отсутствии остальных членов.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. О петрометаллогенических рядах магматических пород и эндогенных месторождений. Советская геология, № 5, 1960.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении, Айпетрат, Ереван, 1958.
- Бабаев К. Л. Количественная характеристика магматизма Средней Азии. Узб. геол. журнал, № 4, 1963.

- Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. Госгеолтехиздат, 1955.
- Виноградов А. П. Распределение химических элементов в земной коре. Геохимия, № 1, 1962.
- Габриелян А. А., Багдасарян Г. П. и др. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1-2, 1968.
- Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка (сб. статей). Изд. ИЛ, М., 1951.
- Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. О типах рудных месторождений, связанных с вулканизмом геосинклинальных зон (на примере Кавказа). В кн. "Рудоносность вулканогенных формаций". Изд. "Недра", 1965.
- Горжевский Д. И. О генетической позиции промышленно-генетических типов свинцово-цинковых месторождений. Геология рудных месторождений, № 3, 1970.
- Иванкин П. Ф. Отношение комплексов внутри комагматической серии на примере Рудного Алтая. В кн. "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала". Тр. 1 Уральск. петр. совещ., Свердловск, 1963.
- Ирдли А. Д. Петрографические и тектонические провинции запада Соединенных Штатов Америки. Тр. XX1 Международн. геол. конгресса, вып. 2. Тектоника и петрография. Изд. ИЛ, М., 1963.
- Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. Изд. ИЛ, М., 1961.
- Козеренко В. Н. Значение структурно-фациальных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. III. Изд. АН СССР, 1960.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. "Недра", 1964.
- Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа. Известия АН Арм. ССР, сер. геол.-геогр. наук, № 4, 1957.
- Магакьян И. Г. Основы металлогении материков. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. Изд. "Недра", 1969.
- Минеральные ресурсы капиталистических стран. Госгеолтехиздат, М., 1959; Минеральные ресурсы капиталистических стран. Госгеолтехиздат, М., 1963; Минеральные ресурсы капиталистических стран. Изд. "Недра", 1964; Минеральные ресурсы стран капиталистического мира. М-во геологии СССР, Всесоюз. геол. фонд, М., 1968; Минеральные ресурсы капиталистических и развивающихся стран. М-во геологии СССР, Всесоюз. геол. фонд, М., 1970;
- Овчинников Л. Н. Контактково-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Изд. Уф АН СССР, Свердловск, 1960.

- Овчинников Л. Н., Баранов В. Д. О некоторых закономерностях размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая. Геология рудных месторождений, т. XV, № 6, 1973.
- Орлова Е. В., Маркова Е. В. Ресурсы меди, свинца и цинка в капиталистических странах. Госгеолтехиздат, 1957.
- Пароникян В. О. Характер распределения частот содержаний металлов в теле полезного ископаемого. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1-2, 1966.
- Радкевич Е. А. К вопросу о типах рудоносных территорий. Тр. Международ. геол. конгресса, XXI сессия, докл. советск. геологов. Прикладная геология, Вопросы металлогении, проблема 20, 1960.
- Розин М. С., Орлова Е. В. Минеральные ресурсы Соединенных Штатов Америки. Госгеолиздат, 1952.
- Санделл Э. Б., Голдич С. С. Редкие металлы в некоторых американских изверженных породах. В сб. "Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах". Изд. ИЛ, 1952.
- Семенов А. И. Структурно-металлогенические зоны. В кн. "Общие принципы регионального металлогенического анализа", Гостехиздат, 1957.
- Смирнов В. И. Проблемы эндогенной металлогении. Изд. "Недра", 1965.
- Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Палеозойские вулканогенные комплексы Северного Кавказа и связанные с ними колчеданные месторождения. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. III, Изд. АН СССР, 1960.
- Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. Госгеол-издат, 1944.
- Смирнов С. С. О тихоокеанском рудном поясе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1946.
- Спижарский Т. Н., Боровиков Л. И. Тектоническая карта территории СССР. В кн. "Тектонические карты континентов". Изд. "Наука", 1967.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, 1961.
- Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). Изд. "Наука", 1966.
- Туровский С. Д. Минералого-геохимические особенности изверженных пород как индикатор металлогенической специализации интрузивных комплексов (на примере Северного Тянь-Шаня). Изд. "Недра", 1964.
- Хисамутдинов М. Г., Богданова К. Г. и др. Магматические формации Зайсанской складчатой области. В кн. "Герцинские магматические комплексы Восточного Казахстана". Тр. 1 Каз. петр. совещ., т. II, Изд. "Наука" Каз. ССР, Алма-Ата, 1971.
- Шипулин Ф. К. Интрузивные породы юго-восточного Приморья и связь с ним оруденения. Изд. АН СССР, 1957.
- Шнейдерхёфен Г. Рудные месторождения. Изд. ИЛ, 1958.

- Штилле Г. Тектоническое развитие Америки как восточного обрамления Тихого океана. Избранные труды. Изд. "Мир", 1964.
- Goldschmidt V. M. Geochemistry. Oxford, 1954.
- Neumann H. Notes on the mineralogy and geochemistry of zinc. Min. Mag., 205, 575, 1949.
- Sorrell C. A. Solid state formation of barium, strontium and lead feldspars in clay - sulfate mixtures. Amer. Min., 47, N 3-4, 1962.

А. Г. Казарян

НЕКОТОРЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ НА КАФАНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ

Разработка вопросов структурного контроля на Кафанском месторождении осуществлялась П. М. Русаковым и В. Г. Грушевым (1934), В. Н. Котляром (1938), Ю. А. Араповым (1944), Б. С. Вартапетяном (1948, 1963), А. Е. Кочаряном (1947), С. С. Мкртчяном (1958), С. С. Ванюшиным (1957), Ю. А. Лейе (1963), В. Т. Акопяном, А. Г. Казаряном, Г. Г. Шехяном (1969), Р. А. Саркисяном (1973) и др.

Большинством исследователей подчеркивается приуроченность оруденения к Кафанской брахиантиклинальной складке северо-западного простириания, восточное крыло которой разбито тектоническими нарушениями на отдельные блоки. Основные концентрации руд сосредоточены в этих блоках.

Наиболее крупные из разломов имеют близмеридиональное, северо-западное направление — это Мец-Магаринский, Восточно-Саядкарский, Западно-Саядкарский, Кавартджурский, Барабатум-Халаджский и др.

Детальное описание тектонических нарушений многократно приводилось в литературе другими исследователями, а в последнее время и нами (Акопян, Казарян, Шехян, 1969).

В представлениях исследователей о структурном контроле оруденения на Кафанах остается не до конца расшифрованной связь близширотных рудолокализирующих разрывов с основными близмеридиональными разломами.

Детальное погоризонтное изучение рудников 7-10 и им. Комсомола с отбором большого количества образцов по рудолокализирующим (близширотным) трещинам по простирианию и падению их, а также выборочное картирование отдельных узлов, анализ рудничных фактических данных позволяет нам несколько пополнить существующие представления на этот счет.

Ниже остановимся на двух вопросах: 1) связи рудоконтролирующих близмеридиональных нарушений с рудолокализирующими близширотными разрывами и 2) соотношений тектонических нарушений и интрузивных образований.

1. Ориентировка действующих сил и направление главных осей де-

формации при формировании Кафанской антиклинальной складки вполне определенное (Акопян, 1962). Интенсивность проявления трещин в различных структурных этажах неодинакова, обусловлена целым рядом факторов и в том числе физико-механическими свойствами пород.

Поверхность структурного несогласия между среднеюрскими и верхнеюрскими породами районов является, видимо, немаловажным фактором контроля оруденения. Местами она является литолого-структурной ловушкой.

Мощные разломы — Мец-Магаринский, Кавартджурский, Восточно-саядкарский, Западносаядкарский и др. по морфологии и типу относятся к категории сколовых разрывов, по которым происходили значительные перемещения. По обе стороны от плоскости скольжения образованы рудо-локализирующие трещины. Основные рудные штокверки приурочены к лежащим бокам Восточносаядкарского и Кавартджурского сколовых нарушений. В первом случае разлом проходит по контакту разнородных и разновозрастных, в другом — одновозрастных, но несколько отличных по составу пород. Естественно, интенсивность проявления разрывных трещин и их морфология неодинаковы в разных боках сколового нарушения.

Многолетняя разведка и оконтуривание рудных тел Кафанского месторождения накопила фактический материал на этот счет.

Рудные тела, приуроченные к лежащему боку Кавартджурского разлома, имеют раздув у поверхности разлома; по мере удаления от нее на запад наблюдается уменьшение мощности и содержаний металла вплоть до полного выклинивания. Жилы 53, 53ап, 53 бис на указанном горизонте имеют раздув в восточной части при средней мощности 4–6 м (горизонт 813).

Подобная картина устанавливается и на руднике 7–10. Изучение погоризонтных планов его показало, что "зона оруденения" и ряд жил (№ 5 и др.) на востоке в своем начале иногда имеют значительно большую мощность, чем на западном окончании.

Специальные исследования по выявлению природы сочленения и истории развития сколовых и разрывных нарушений не проводились. Изучение возрастных взаимоотношений рудных тел с габбро-диабазами и габбро-диоритами и тектоническими нарушениями позволяют на основании полученных данных высказать соображения на этот счет.

Отчетливо устанавливается на Кафанском месторождении (Ленинская и Шаумянская группа рудников) дорудный возраст даек и интрузивных образований. Тем самым необходимо признать, что некоторая часть близширотных трещин была заложена в додайковый период (Вартапетян, Казарян, Шехян, 1965). Если считаться с этими фактами, то становится возможным допустить и некоторую прерывистость в развитии разрывных нарушений.

Трудно согласиться с тем, как считают некоторые исследователи, что оруденение на Кафанае концентрируется лишь в лежащем боку основных рудоконтролирующих разломов, как это четко устанавливается для основных рудных тел. В настоящее время не вызывает сомнения, что Катарская жильная зона локализована в висячем боку Западно-Саядкарского разлома. Небольшие концентрации руд в висячем боку Каварт-

джурского разлома выявлены при вскрытии карьером восточного штока-верка.

Важно подчеркнуть, что промышленное оруденение локализуется в лежащем боку разлома потому, что висячий бок представлен нередко породами иного литологического состава, обладающими другими физико-механическими свойствами и способностью к трещинообразованию. Так, висячий бок Восточно-Саядкарского разлома сложен андезитом-базальтами оксфорда-кимериджа, в которых проявлена минерализация и продукты гидротермального изменения несколько отличного типа, чем в висячем боку.

На гор. 969 м к востоку от Восточно-Саядкарского разлома в породах висячего бока в андезито-базальтах по документации рудничных геологов в кернах скважин 1180 и 1179 содержатся прожилки кварца и карбоната, имеющих, как и рудные тела, близширотную ориентацию.

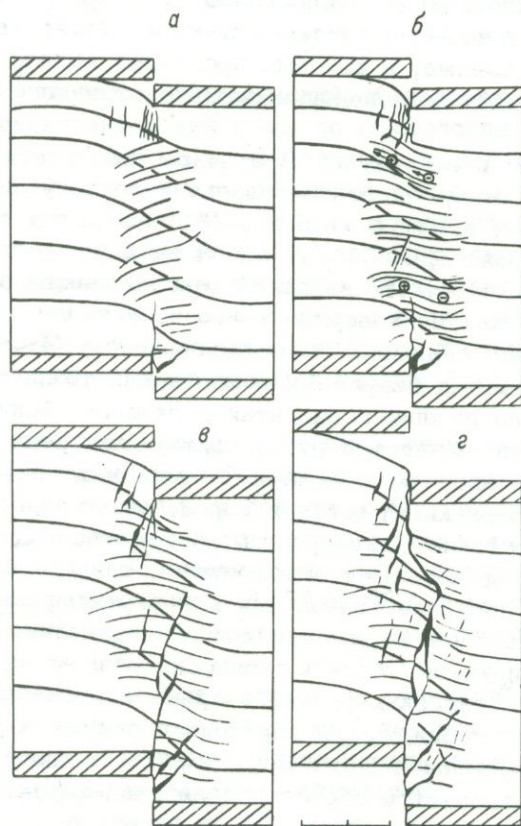
Важно подчеркнуть, что в породах оксфорда-кимериджа (район Башкентского перевала) на поверхности точно установлено проявление кварцевых обособлений с лимонитом в висячем боку Саядкарского разлома. Ориентация указанных кварцевых обособлений тождественна рудным жилам, развитым на нижних горизонтах в лежащем боку. Тем самым определенно устанавливается рудолокализирующая роль близширотных трещин, развитых в висячем и лежащем боках Восточно-Саядкарского разлома. Блок оксфорда-кимериджских пород, заключенный между двумя разломами — Восточно-Саядкарским и Башкентским, приведен в соприкосновение с среднеюрскими отложениями, сдвига-сбросовыми перемещениями еще в дорудное время, так как верхнеюрские отложения занимают относительно более высокие гипсометрические отметки.

Рудоконтролирующий Мец-Магаринский разлом на северном своем продолжении от Ленинских рудников срезает и смещает в горизонтальном направлении маркирующий горизонт верхнеюрских известняков, с амплитудой перемещения около 200–300 м (Акопян, Казарян, 1969). Тем самым определяется сбросово-сдвиговой характер рудоконтролирующего сколового нарушения.

При картировании района Арфикского выхода песчаников установлено, что пласты осадочных пород с аз. пад. СВ $85^{\circ} \pm 40^{\circ}$, состоящие в основном из песчаников туффилов, конгломератов, меридиональным северо-западным нарушением приведены в соприкосновение с кварцевыми андезито-дацитовыми порфиритами. Амплитуда перемещения составляет около 100–150 м (Акопян, 1962) и имеет сбросовый характер. В указанных породах развито несколько даек габбро-диабазового состава с аз. пад. $320^{\circ} \pm 70-80^{\circ}$, которые близмеридиональным пострудным нарушением смещены в горизонтальном направлении на 2 м.

Недавно выполненные М. М. Константиновым (1974) опыты проведены на бруске каолина 35–40% влажности, заключенном в рамке размером 7 x 7 см. Смещение бруска осуществлялось вручную со средней скоростью 0,5 мм/сек. в четыре стадии (а = 6 мм, б = 8 мм, в = 12 мм, г = 15 мм). Приведена подробная характеристика возникших трещин в различных частях бруска. Первоначально при смещении в краевых частях образуются непротяженные разрывы под очень острым углом к направлению сдвига. В центральной части модели появились серии

разрывов, ориентированных под углом около 60° к направлению сдвига в средней части и под углом 45° на концах. На приведенном рисунке можно проследить динамику развития трещин в связи с амплитудой смещения на разных стадиях развития.



Последовательное развитие деформации по модели из каолиновой глины при сдвиге (а, б, в, г – стадии сдвига). Знаки + – показаны перемещения материала в плане (по М. М. Константинову).

Северо-восточные нарушения близки по своей природе образованиям второй системе сколовых нарушений, фиксированных в опытах М. М. Константинова.

Важно заметить, что на Кафанском месторождении перемещения носят сбросово-сдвиговой характер, тогда как опыты М. М. Константинова воссоздают лишь сдвиги.

2. Для воссоздания истории развития структуры Кафанского месторождения немаловажен другой вопрос – каковы точные возрастные соотношения между тектоническими нарушениями и интрузивными образованиями.

По представлениям рудничных геологов, а также С. С. Ванюшина (1957), тела габбро-диоритов и габбро-диабазов рассекают контролирующие разломы и в том числе Кавартджурский ("гипсовый").

При беглом рассмотрении геологических планов и разрезов казалось, что это мнение не должно было бы вызвать существенных возражений, тем более, что, если и относить указанные магматические тела к послерудным образованиям (Ванюшин и др., 1957). Однако геолого-структурный анализ, документация отдельных уступов карьера, детальное изучение шлифов привели нас в настоящее время к следующему.

Изучение разрезов пород вкрест простирания сколового Кавартджурского (гипсового) нарушения показало, что указанный разлом проходит в породах верхнего байоса, на контакте андезито-дацитовых и андезитовых порфиритов. Мощность зоны дробления, по непосредственным наблюдениям на карьере Комсомольского рудника (Восточный шток-верк), составляет от 30 до 300 м. Она сложена, как будет показано ниже, ангидритом, гипсом, серицитом и редко сульфидами. Общая ориентация сколовой зоны близмеридиональная северо-западная с падением на восток под пологим углом. Преобладают прожилково-вкрапленные руды, имеющие в целом близширотное простирание. На нижних горизонтах жилы также имеют близширотное направление. Карьером вскрыто дайкообразное тело габбро-диорита, которое на уступе 1040, 1050 имеет северо-западное, а на нижнем горизонте — 960 м приобретает близширотное — широтное простирание.

Место соприкосновения тела габбро-диорита с Кавартджурским разломом подвергнуто тщательному микроскопическому изучению. Габбро-диорит повсеместно на карьере гидротермально преобразован, серицитизирован (хлоритизирован), карбонатизирован, огипсован (ангидритизирован) и нередко содержит пирит, реже халькопиритовую минерализацию. В образцах пород с сульфидами, отобранных с всячего и лежащего боков габбро-диорита, тщательными минералого-петрографическими исследованиями не установлены минералы новообразования, которые могли бы возникнуть при контактовом воздействии интрузивного тела на зону с серицит-ангидрит-сульфидной минерализацией. Приведенные выше факты позволяют заключить, что дайкообразное тело габбро-диорита было вовлечено в переработку позднее, в период подъема гидротермальных растворов и рудоотложения.

Таким образом, габбро-диорит ни в коей мере не может пересекать Кавартджурский разлом с настоящим его выполнением. Исходя из фактических данных, необходимо полагать, что ранее заложённая трещина (Кавартджурский разлом), пересекаемая интрузивным телом, впоследствии, в период рудоотложения, под воздействием рудоносных растворов, была вовлечена в переработку — гидротермальное преобразование. Эту сложную геологическую ситуацию стало возможным расшифровать в предложенном варианте лишь после вскрытия карьером габбро-диорита и тектонического нарушения.

Тем самым вполне определению устанавливается послеинтрузивное проявление гидротермальной деятельности. Вопрос взаимоотношения даек и оруденения многократно рассматривался в ряде работ автора (Вартапетян, Казарян, Шехян, 1965; Казарян А., Казарян С., 1962; Акопян и др., 1969), поэтому здесь он преднамеренно опущен.

Посредством геологического картирования, изучения тектонических нарушений, нередко выполненных магматическими телами и рудными образованиями, по нашим фактическим данным, устанавливается следующая последовательность событий.

1. Формирование северо-западных и близширотных нарушений, в результате залеченных телами габбро-диоритов, кварцевых диоритов (рудник им. Комсомола, урочище Унан, рудник Шаумян и др.).

2. Многократное подновление близмеридиональных, северо-западных близширотных нарушений, залеченных кварцевыми плагиопорфирами, диоритовыми порфиритами, габбро-диабазами, кварцевыми диорит-порфиритами.

3. Дальнейшее обновление северо-западных и северо-восточных основных рудоконтролирующих разломов, наследовавших нередко ранее сформированные трещины. Амплитуда перемещения — до 300 м.

4. Подъем гидротермальных растворов, преобразовавших, метасоматически заместивших и выполнивших трещины и полости.

Важно отметить, что в период формирования рудных тел происходили межминерализационные подвижки.

5. Перемещения в послерудный период унаследовали ранее заложенные трещины, амплитуда их, по данным подземного картирования, составляет 5–10 м.

ЛИТЕРАТУРА

- Акопян В. Т., Казарян А. Г., Шехян Г. Г. Особенности геологии и структуры Кафанского месторождения. Известия АН СССР, сер. геол., № 5, 1969.
- Ванюшин С. С., Лейе Ю. А., Малхасян Э. Г. Кафанское медное месторождение. НТО Цветмет, Ереван, 1957.
- Вартапетян Б. С., Казарян А. Г., Шехян Г. Г. Соотношение диабазовых даек и оруденения на Кафанском месторождении. Геология рудных месторождений, № 5, 1965.
- Вартапетян Б. С. Закономерности распределения оруденения на территории Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1965.
- Константинов М. М. Внутрирудные тектонические движения и стабильность минералообразования гидротермальных месторождений в свете экспериментальных данных. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 1974.
- Котляр В. Н. Структура Зангезурского рудного поля. Известия АН Арм. ССР, № 2, 1938.
- Кочарян А. Е. О структуре Комсомольского рудника Кафанского месторождения. Известия АН Арм. ССР, № 2, 1947.
- Русаков М. П., Грушевой В. Г. Зангезур, его промышленное лицо и перспективы. Разведка недр, № 19, 20, 1934.
- Саркисян Р. А. Геологическое строение и структурные особенности локализации оруденения центральной части Кафанского рудного поля. Автореферат кандидатской диссертации. М., 1973.

Г. О. Пиджян

К ВОПРОСУ ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ МИНЕРАЛОВ ГЕРМАНИЯ В РУДАХ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРМЯНСКОЙ ССР

Германий в природе обнаруживает весьма ограниченную способность к образованию собственных минералов. В значительной мере этому способствует то обстоятельство, что он геохимически тесно связан с такими широко распространенными элементами, как кремний и железо, рассеиваемыми германий в решетках своих минералов.

В различных процессах минералообразования поведения германия резко меняется в зависимости от условий среды. В гидротермальном процессе в средне-низкотемпературных условиях наиболее четко проявляются халькофильные свойства германия, чем и обусловлено присутствие его в виде изоморфной примеси во многих сульфидах и сульфосолях и образование собственных сернистых соединений (германита, реньерита, аргиродита и др.).

По величине атомного радиуса германий близко стоит к цинку, мышьяку, галлию, молибдену, а по размеру ионного радиуса Ge^{2+} близко стоит к Sn^{4+} , Mo^{4+} , As^{3+} , Zn^{2+} а Ge^{4+} к Si^{4+} и As^{5+} . Сходство ионных радиусов отмеченных элементов обуславливает возможность изоморфных замещений.

В главных рудообразующих сульфидах (молибденит, халькопирит, пирит) медно-молибденовых месторождений Армении германий обнаружен в пределах кларковых содержаний (табл. 1). В этом отношении исключение составляют халькопириты поздних стадий минерализации: кварц-халькопиритовой, кварц-карбонат-сфалерит-галенитовой и, в особенности, кварц-халцедон-теннантит-энаргитовой, характеризующихся повышенными содержаниями германия. Изучение показало, что содержание германия в халькопиритах увеличивается по ходу процесса рудообразования от ранних стадий минерализации к поздним, что объясняется развитием в халькопирите мельчайших выделений минералов мышьяка (энаргит, теннантит), являющихся главными носителями германия в рудах.

Повышенными содержаниями германия характеризуются энаргиты и теннантиты, что обусловлено изоморфным вхождением германия в

Таблица I

Содержание германия в главнейших рудообразующих сульфидах медно-молибденовых месторождений Армянской ССР (Каджаран, Агарак, Дастакерт)

Главнейшие сульфиды	Количество хим. анализов	Пределы содержания германия в %	Сред. содержание германия в %
Молибденит	19	0,00007 – 0,00018	0,00013
Халькопирит	27	0,00020 – 0,00045	0,00028
Пирит	11	не обн. – 0,00018	0,00009

решетку этих сульфосолей в силу близости ионных радиусов Ge^{4+} и As^{5+} , As^{3+} . Высокие содержания германия в сульфосолях и сульфидах обычно указывают на наличие в их полях мельчайших выделений германиевых минералов.

Минералого-геохимическое изучение руд медно-молибденовых месторождений (Анкаван, Дастакерт) показало, что повышенные концентрации германия приурочены к рудам более поздней медно-мышьяковой стадии минерализации, где кроме изоморфной примеси германий проявляется также в виде собственных минералов – германита и реньерита.

В гидротермальном этапе рудообразования минералы германия образуются в поздних стадиях минерализации. При образовании германиевых минералов кроме наличия концентрации германия важное значение имеет также режим серы и кислорода в растворах.

По представлению А. И. Гинзбурга (1959), показателем концентрации германия в растворах может служить отношение Ge^{2+} к Fe^{2+} поэтому для образования германиевых минералов необходим или принос большого количества германия, или же резкое уменьшение содержания Fe^{2+} в растворах. Исходя из вышеизложенного, он приходит к выводу, что германиевые минералы могут образоваться в месторождениях, бедных железом. А. С. Жукова (1964) считает, что роль железа при процессах образования собственных минералов германия едва ли может являться существенной, так как помимо железа в этих процессах присутствуют мышьяк, медь, цинк, олово, которые легко могут замещаться германием.

В медно-молибденовых рудах Армении германит и реньерит выделяются после сульфидов и сульфосолей железа, молибдена, меди, мышьяка, висмута, серебра, но раньше теллуридов. Нами установлено, что германит и реньерит большей частью встречаются в борните, халькозине, энаргите, теннантите и исключительно редко в халькопирите. По всей вероятности, в растворах Ge^{2+} легко входит в решетку халькопирита, изоморфно замещая двухвалентное железо. Поэтому когда в составе руд преобладает халькопирит, собственные минералы германия почти не встречаются. В тех случаях, когда гидротермальные растворы обогащены германием и содержат низкие концентрации

Fe^{2+} вместо халькопирита образуется борнит (содержание железа в борните в 2,7 раза меньше, чем в халькопирите) и создаются благоприятные условия для выделения германита и реньерита в виде включений в борните и других сульфидах и сульфосолях.

Таким образом, для образования германита и реньерита решающими условиями являются: наличие в гидротермальных растворах высоких концентраций германия, мышьяка, меди, низких содержаний железа и восстановительная среда минералообразования.

В рудах медно-молибденовых месторождений Армении наиболее типичными спутниками германита и реньерита являются: энаргит, борнит, халькозин и теннантит. Указанная ассоциация минералов характерна также для крупнейшего мышьяково-медно-полиметаллического месторождения Тсумеб (юго-западная Африка), руда которого отличается очень высокими концентрациями германия и широким развитием германита, реньерита и других германиевых минералов.

Наши исследования показали, что германит и реньерит из различных месторождений (Анкаван, Дастакерт, Тсумеб) в отраженном свете характеризуются неоднозначными оптическими свойствами. Например, выделения реньерита отличаются друг от друга по оттенку цвета (желтовато-коричневатый, кремово-желтоватый, светло-оранжевый), отражательной способности (выше энаргита, близко к теннантиту, в отдельных случаях выше теннантита, т. е. от 23 до 32%), степени анизотропности (от слабой до сильной с цветными эффектами) и двуотражения (от еле заметной до отчетливо выраженной). Германиты из Тсумебского месторождения имеют весьма различный химический состав. Содержание основных компонентов в минерале колеблется в следующих пределах в анализах четырех германитов (Гинзбург и др., 1959): Cu - 39,44 - 45,40%, Fe - 4,56 - 10,70; Ge - 6,20 - 10,19%;

Ga не обн. - 1,85%; As - 1,37 - 5,03%. Приведенные данные показывают, резкое колебание химического состава, что безусловно, влияет на характер оптических свойств минерала и обуславливает выделение по оптическим данным нескольких разновидностей германита.

И. С. Вольнский и Л. А. Логинова (1961), проводившие детальные исследования розовых минералов, на основании количественной характеристики оптических постоянных выделяют три разновидности Тсумебского германита, отличающиеся по цвету и отражательной способности. Германиты изученных нами месторождений не обладают постоянством оптических свойств в отраженном свете, иногда даже рядом расположенные зерна отличаются по окраске цвета и отражательной способностью.

Химические анализы шести реньеритов из месторождения Принц Леопольд и Тсумеб (Гинзбург и др., 1959) показывают следующие колебания в содержании главных компонентов: Cu - 41,10 - 43,81%;

Fe - 12,08 - 13,84%; Ge - 5,46 - 7,75%; Zn - не обн. - 3,94%; As - 0,79 - 4,95%. Приведенные данные свидетельствуют о резком колебании химического состава, что, безусловно, влияет на характер оптических свойств минерала. Этим, по-видимому, можно объяснить то положение, что различные исследователи по-разному описывают оптические свойства реньерита.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. В медно-молибденовых месторождениях Армении повышенные концентрации германия приурочены к прожилкам наиболее поздней кварц-халцедон-теннантит-энаргитовой (медно-мышьяковой) стадии минерализации, что обусловлено накоплением германия в виде изоморфной примеси в сульфидах и сульфосолях мышьяка, меди, железа и выделением аксессуарных собственных минералов германия.

2. Германит и реньерит образуются после сульфидов и сульфосолей железа, молибдена, меди, висмута, серебра, но раньше теллуридов.

3. Германит и реньерит большей частью развиты в полях борнита, халькозина, энаргита, теннантита и исключительно редко халькопирита. По всей вероятности, в гидротермальных растворах легко входит в решетку халькопирита, изоморфно замещая двухвалентное железо. Поэтому когда в составе руд преобладает халькопирит, вряд ли можно встретить минералы германия.

4. Наиболее благоприятными для выделения реньерита и германита являются борнит-халькозиновые руды, в которых содержание в несколько раз меньше, чем в рудах, сложенных халькопиритом. Именно в полях борнита, халькозина, энаргита и теннантита следует искать минералы германия.

5. Германит и реньерит в отраженном свете характеризуются неоднозначными оптическими свойствами, что обусловлено резкими колебаниями их химического состава. К настоящему времени известны разновидности германита и реньерита, отличающиеся друг от друга по оттенку цвета, отражательной способности, степени анизотропности и двуотражению.

ЛИТЕРАТУРА

- Волынский И. С., Логинова Л. А. Сравнительная количественная характеристика оптических постоянных розовых сульфидов. Тр. ИМГРЭ, вып. 6, 1961.
- Гинзбург А. И., Смирнов и др. Минералы германия и их месторождения. Геология месторождений редких элементов. ВИМС, вып. 5, 1959.
- Жукова А. С. Германий. В кн.: "Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов". Тр. ИМГРЭ АН СССР. 1964.
- Карамян К. А. Германит и реньерит в рудах Дастакертского медно-молибденового месторождения. Зап. Арм. отд. ВМО, № 1, 1959.
- Карапетян А. И. Количественная характеристика оптических постоянных реньерита и германита. ДАН Арм. ССР, № 3, 1961.
- Пиджян Г. О. Германиевые минералы и германиевые сульфиды одного медно-молибденового месторождения. ДАН Арм. ССР, № 3, 1960.
- Sclar C.H. and Geier B.H. - The paragenetic relationships of germanite and renierite from Tsumeb, South-West Africa. Econ. Geol. № 6. 1957.

Б. М. Меликсетян

АССОЦИАЦИИ РУДНЫХ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ И ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНОСТИ ИНТРУЗИВОВ ПОРФИРОВИДНЫХ ГРАНИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРМЕНИИ

Акцессорные минералы порфировидных гранитоидов центральной Армении изучены крайне недостаточно. В работах предыдущих исследователей (Котляр, 1958; Багдасарян, 1961 и др.) упоминаются обычные для гранитоидов акцессории: магнетит, сфен, апатит, циркон и весьма характерный для рассматриваемых гранитоидов — ортит.

Автор на протяжении ряда лет занимался изучением акцессорных минералов (Меликсетян, 1961, 1969, 1971) гранитоидов Армянской ССР с целью их использования для решения ряда петрологических вопросов и в особенности потенциальной металлоносности.

Амзачиманская интрузия центральной части Армянской ССР расположена на южных склонах Памбакского хребта и достаточно детально изучена (Котляр, 1958; Багдасарян, 1955; Меликсетян, 1974). Представлена она довольно однообразными порфировидного облика гранитоидами ряда гранит-адамеллит. По возрасту она является наиболее молодой, прорывая щелочные породы Тежсарского щелочного комплекса.

Рудоносность интрузива освещена в работах И. Г. Магакьяна (1969); В. Н. Котляра (1958); Э. М. Мадатяна (1974) и Ш. О. Амиряна (1966). В пространственной связи с гранитоидами известны небольшие рудопроявления ортита, молибденита и золото-шеелитовые кварцевые жилы. В связи с этим интерес представляет вопрос потенциальной рудоносности гранитоидов.

Ассоциации акцессорных минералов Амзачиманского массива приведены в табл. 1. Методика изучения акцессорных минералов изложена в ранних работах В. В. Ляховича (1964) и автора (Меликсетян, 1968).

Ниже приводится характеристика рудных акцессорных минералов, особенности их химизма и количественная оценка, рассчитанная по методу В. В. Ляховича (1964).

Характеристика других акцессорных минералов приводится в монографии автора (Меликсетян, 1976), главные ассоциации которых приведены в табл. 1. В настоящей статье автор делает попытку на

основании количественной оценки рудных аксессуарных минералов и микроэлементов табл. 2,3 выяснить причины скудной металлоносности Амзачиманского интрузива порфировидных гранитов и выявить объективные критерии для оценки рудоносности интрузивных комплексов в зависимости от условий формирования и концентрации редких металлогенных элементов.

Таблица 2

Ассоциации и количественные содержания (г/т) рудных аксессуарных минералов в порфировидных гранитоидах Амзачиманского массива^х.

Фации пород минералы	Порфировидные граниты-ада- мелиты	Миароловые граниты	Аплиты и аплит- пегматиты	Измененные березитизиро- ванные граниты
Халькопирит	0,17	0,80	5,4	16,2
Пирит	2,80	25,40	53,8	121,4
Сфалерит	0,12	0,16	5,0	21,4
Галенит	0,13	0,45	0,5	41,2
Шеелит	2,1	1,82	16,2	60,6
Молибденит	0,80	2,1	5,2	10,6
Вольфрамит	ед. зн.	1,2	3,2	6,4
Касситерит	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	—
Борнит	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	19,4
Висмутин	ед. зн.	0,6	1,2	1,25
Теллурид Au - Ag	—	ед. зн.	ед. зн.	6,2
Реальгар	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	—
Аурипигмент	—	ед. зн.	ед. зн.	—
Киноварь	ед. зн.	ед. зн.	1,4	—
Золото самород.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	0,6
Самородные Pb, Zn	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.

Таблица 3

Средние концентрации рудных компонентов в порфировидных гранитоидах Амзачиманского массива (в %).

Фации пород элементы	Порфировидные граниты-ада- мелиты	Миароловые граниты	Аплиты пегматиты	Измененные граниты
1	2	3	4	5
Медь	0,0008	0,002	0,015	0,80
Молибден	0,0003	0,0005	0,0002	0,0010
Свинец	0,0006	0,0015	0,0005	0,0012
Цинк	0,012	0,005	0,005	0,008
Вольфрам	0,0003	0,0003	0,0005	0,0008
Олово	0,0008	0,0005	0,0002	0,0006

^х По данным количественно-спектральных анализов (Mo, W, Sn, Au) ИМГРЭ (Р. Терехова и Л. Редькина), химических анализов (Cu, Pb) ИГН АН Арм. ССР О. А. Бозоян и приближенно-количественных анализов (Г. М. Мкртчян).

Ассоциации акцессорных минералов в гранитоидах Амзачиманского массива

Фации пород Минералы	Граниты главной интрузивной фации	Граниты мигролитовые	Кварцевые сиениты	Гибридные эндоэнтатомные фации	Пегматиты и аплит-пегматиты	Аплиты и микрограниты	Лампрофиты	Гидротермально изменённые граниты
Fe-Ti-Cr	Магнетит, ильменит, анатаз, гематит, ицит, пирит	Магнетит, ильменит, рутил, анатаз, гематит, пирит	Магнетит, мартит, ильменит, анатаз, пирит	Магнетит, мартит, ильменит, лейкоксен, пирит	Магнетит, гематит, рутил, анатаз, брукит, лейкоксен	Магнетит, ильменит, рутил, анатаз, брукит, пирит	Титаномagnetит, хромит, пирит	Мартит, лимонит, гётит, рутил, пирит
Ca-TR	Сфен, апатит, ортит, гранат, флюорит	Сфен, апатит, ортит, флюорит, туллит	Сфен, апатит, апатит, гранат, флюорит	Сфен, апатит, ортит, пьомонит, гранат	Сфен, кейльгауит, апатит, ортит, флюорит	Сфен, апатит, ортит, гранат, флюорит	Сфен, апатит, ортит	Сфен, кальцит, апатит
TR-Y-Th	Монацит	Монацит, ксенотим	Монацит	-	Ксенотим, кнопит, чевкинит, монацит	Монацит, кнопит, ксенотим	-	-
Zr-Hf	Циркон, циртолит, баделлеит	Циркон, циртолит, велерит	Циркон, баделлеит	Циркон	Циркон, циртолит, велерит, баделлеит, цирконосиликат	Циркон, циртолит, баделлеит	Циркон	Циркон
Nb-Ta-Ti	Пирохлор	Гаттчетолит, пирохлор	Пирохлор	-	Пирохлор, гаттчетолит, ильменорутит	Гаттчетолит, ильменорутит	-	-
U-Th	Торит, ураноторит	Ураноторит, ураноторианит, оранжит	Оранжит, ураноторит	Торит	Торит, гидроторит, ураноторит	Оранжит, ураноторианит	-	-
Sn-W-Mo-Au	Шеелит, молибденит, касситерит	Шеелит, вольфрамит, молибденит, олово	-	Шеелит	Шеелит, вольфрамит, молибденит, золото	Шеелит, молибденит, золото, олово	-	Теллуриды, шеелит, молибденит
Cu-Pb-Zn-Bi	Халькопирит, висмутин, сфалерит	Халькопирит, сфалерит, висмутин, киноварь	Халькопирит	Халькопирит, сфалерит	Халькопирит, висмутит, галенит, реальгар, киноварь	Халькопирит, висмутит, реальгар, киноварь	Халькопирит	Пирит, халькопирит, арсенопирит
Al-B-Ba	Андалузит, корунд, барит	Андалузит, барит, турмалин	Андалузит, корунд	Андалузит, корунд	Андалузит, корунд, барит, турмалин	Корунд, барит	-	Андалузит, барит

1	2	3	4	5
Золото	0,000004	0,000005	0,000004	0,000016
Серебро	0,00012	0,00015	0,0002	0,0015
Висмут	0,0003	0,0006	0,0008	0,0010
Ртуть	0,0005	0,0005	0,0008	0,0005
Мышьяк	0,001	0,003	0,006	0,01

Группа самородных элементов

Самородное золото. В единичных знаках золото встречается в гранитах, более часто в аплит-пегматитовых и кварцевых жилах. Более обычно для березитизированных, мусковитизированных гранитов. Самородное золото встречается в виде неправильных ямчатых зерен с плавными очертаниями, на которых нередко можно наблюдать грани октаэдра. Более обычны мелкие чешуйки размером 0,08 – 0,15 мм. Цвет золотисто-желтый. Несколько зерен самородного золота, ассоциирующего с молибденитом, шеелитом и постоянно с киноварью, были подвергнуты спектральному анализу: Au (>10%), Cu (0,005%), Ag (0,03–0,1%), Bi (0,10%), Te (0,3%).

Самородная медь (?) в единичных знаках встречена в гранитах и аплитах. Образует пластинчатые и округлые выделения медно-красного и латунного цвета, с тусклым металлическим. Спектрально установлено: Cu (>5%), Zn (1,0%) Ti (0,05%), Si (0,06%).

Самородный цинк встречается повсеместно в гранитах, аплитах и пегматитах. Содержание самородного цинка варьирует от единичных знаков до 0,3–1,5 г/т. Образует пластинчатые ковкие кристаллические выделения, раскалывающиеся при надавливании на кубические блестящие осколки. Цвет серый, темно-серый. Покрит коркой вторичных продуктов (смитсонит). Спектральный анализ показал: Zn (>10%), Cd (0,01–0,03%), Ca (0,001%), Ag (0,001%), Pb (0,015%), Cu (0,002%), V (0,001%), Ti (0,015%).

Самородный свинец. Сравнительно редок. Встречается в единичных, крючковатых, очень ковких выделениях, размером 0,1–0,2 мм. С поверхности неровные выделения покрыты налетом окисленных минералов (церуссит). Спектральный анализ постоянно показывает высокое содержание свинца в тяжелых фракциях (0,03–0,15%). В самородном свинце обнаружены: Pb (5%), Bi (0,25%), As (0,03%), Zn (0,3–1,0%), Sn (0,008%), Cu (0,3%), Mo (0,003%), Ag (0,03–0,1%), следы Sb, Cd, Ti .

Самородное олово очень редко совместно с цинком и свинцом встречается в гранитах. Образует ковкие оловянные шарики. Очень мягко. Встречается в тяжелых фракциях (0,03–0,07%), Sn , а также в анализах самородных Pb и Zn .

Группа металлогенных рудных минералов

Касситерит. Сравнительно редкий рудный аксессуарный минерал. Единичные призматические буро-коричневые кристаллы касситерита

встречены в гранитах, кварцевых жилах и пегматитах в ассоциации с рутилом, молибденитом и шеелитом. Грани призматических кристаллов имеют плохо выраженную штриховку, часто исчерблены. Размеры кристаллов 0,3–0,8 мм. Спектральный анализ провести не удалось. Однако анализы тяжелых неэлектромагнитных фракций (цирконовый и рутиловый) показали постоянно высокое содержание Sn – 0,03–0,15%. Кроме того, встречаются скандий (0,01–0,03%), Ti (0,3–1%), W (0,03–0,1%), Y (0,1%), Nb (0,1%).

Вольфрамит встречается в пегматитах в ассоциации с шеелитом, молибденитом, висмутином и др. Чаше он появляется в пегматитах с мощным кварцевым ядром, кварцевых жилах и редко в самих гранитах. Содержание достигает 1,2 – 3,2 г/т. Образует пластинчатые зерна и радиально-призматические агрегаты с отчетливо заметными внутренними рефлексами. Цвет красно-бурый до черного. В иммерсии просвечивает красно-бурый, оранжевый цвет. Показатели преломления:

$N_g = 2,3$, $N_p = 2,2$. Рентгенометрический анализ позволяет отнести к марганцевой разности – гюбнериту (табл. 4).

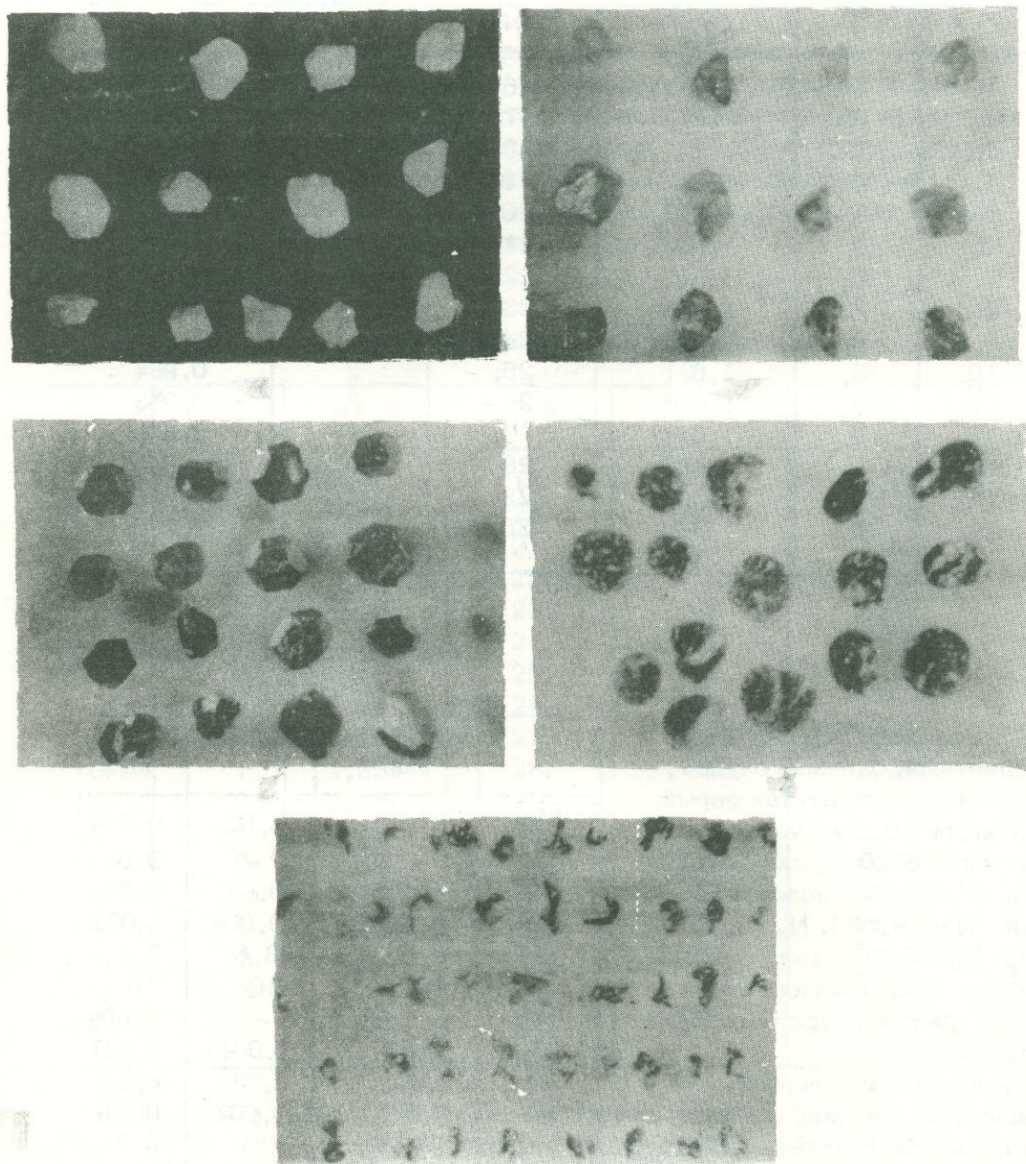
Таблица 4

Рентгенограмма вольфрамита

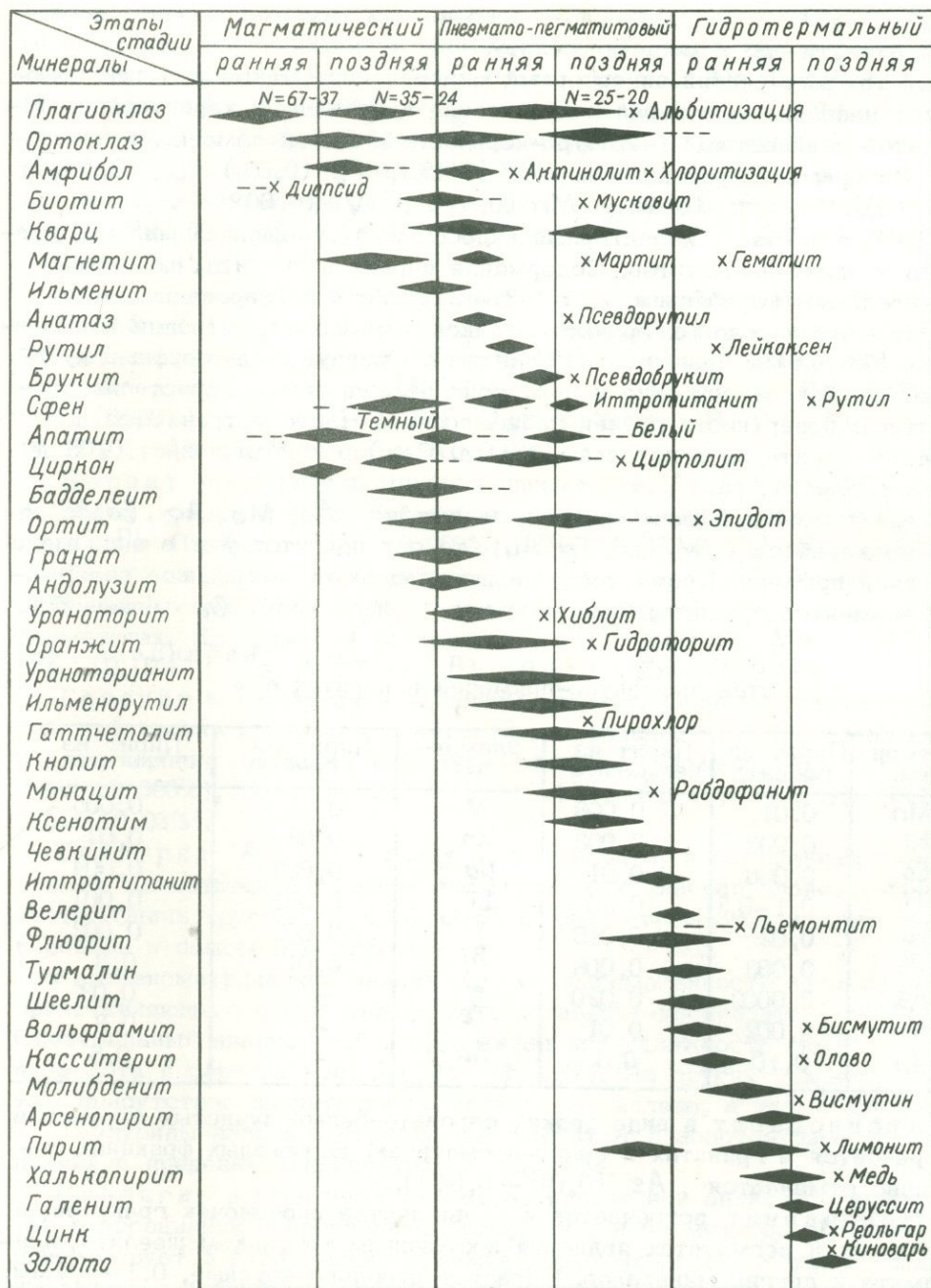
№	1	d/n	№	1	d/n
1.	3	4,62	19.	4	1,368
2.	2	3,969	20.	2	1,334
3.	3	3,678	21.	9	1,246
4.	10	3,018	22.	1	1,228
5.	8	2,885	23.	2	1,207
6.	5	2,578	24.	6	1,182
7.	5	2,417	25.	3	1,170
8.	4	2,254	26.	2	1,130
9.	4	2,151	27.	10	1,086
10.	7	1,895	28.	2ш	1,041
11.	2	1,831	29.	3ш	1,015
12.	3	1,752	30.	2ш	0,990
13.	5	1,698	31.	3	0,966
14.	3	1,653	32.	2	0,958
15.	8	1,575	33.	2	0,940
16.	3	1,531	34.	2	0,919
17.	3	1,501	35.	6	0,907
18.	7	1,431	36.	4	0,892

Спектральный анализ показал: Fe (3.01%), Mn (>10%), Ti (0.3%), W (5%), Nb (0,3%), Ag (0.001%), Ba (0.01%), и Sc (0.03%).

Шеелит и молибдошеелит являются довольно распространенными аксессуарными минералами гранитов, аплитов, пегматитов и кварцевых жил. Они встречаются также в кварц-шеелит-золоторудных жи-



Фиг. 1. Типоморфные рудные акцессорные минералы.
 а. Шестиугольные пластинчатые выделения молибденита, б. Выделения молибденита причудливой "иероглифической" формы, в. Пентододекаэдрические кристаллы пирита, г. Кристаллы серого шеелита, д. Кристаллы бесцветного молибдо-шеелита.



Фиг. 2. Парагенетическая диаграмма последовательности выделения породообразующих и акцессорных минералов по этапам формирования порфировидных гранитов.

Cu, La, Li, Ti. Указанные особенности химизма шеелита позволяют отнести его к молибдошеелиту.

Сфалерит редкий акцессорный минерал пегматитов и аплитов. Образуется неправильные зерна и кубические кристаллы с характерной ступенчатой спайностью. Цвет буро-коричневый. Блеск алмазный; изотропен. Из примесей установлены: *Cd* (0,1%), *Pb* (0,3%), *Cu* (0,03%), *Ti* (0,25%), *Fe* (0,4%), *Mn* (0,04%), *V* (0,002%).

Пирит наиболее характерный акцессорный сульфидный минерал гранитов и аплит-пегматитов. Содержание пирита в гранитах подвержено значительным колебаниям — от 1,3 — 2,4 г/т в порфировидных и до 25 г/т — в миароловых гранитах. Максимальные концентрации в пегматитах (53 г/т) и березитах (12146 г/т). Образуется идиоморфные кубические, кубоктаэдрические и пентагондодекаэдрические кристаллы, покрытые с поверхности граней побежалостью. Часто встречаются псевдоморфозы гетита по кристаллам пирита. Размер кристаллов от 0,08 до 0,6 мм (фиг. 1, в).

Характерной примесью пиритов являются *As, Mo, Ag, Cu, V* что же касается *W, Bi, Te, Au* то они присутствуют в виде механической примеси. Кроме того, пириты содержат повышенное содержание элементов группы железа, а также *Y, Li* и *Ga* (табл. 7).

Таблица 7
Состав элементов-примесей в пиритах в %

Элементы	Пирит из гранита	Пирит из пегматита	Элементы	Пирит из гранита	Пирит из пегматита
<i>Mn</i>	0,01	0,006	<i>V</i>	0,01	0,005
<i>Ni</i>	0,003	0,003	<i>Zn</i>	0,03	0,02
<i>Co</i>	0,006	0,01	<i>Ga</i>	0,003	0,004
<i>Ti</i>	0,1—0,3	0,20	<i>Li</i>	0,001	0,001
<i>Cu</i>	0,02	0,015	<i>Y</i>	0,003	0,002
<i>Pb</i>	0,003	0,008	<i>Bi</i>	0,01	0,3
<i>Ag</i>	0,0002	0,020	<i>W</i>	—	0,03
<i>Mo</i>	0,002	0,01	<i>Te</i>	—	0,3
<i>As</i>	0,10	0,3	<i>Au</i>	—	0,5

Арсенопирит в виде редких серовато-белых лучистых агрегатов встречается в гранитах и аплит-пегматитах. В тяжелых фракциях постоянно отмечается *As* (0,01 — 0,04%).

Молибденит встречается в большинстве протолок гранитов, а в аплитах и пегматитах является постоянным спутником шеелита, вольфрамита и других минералов. Образуется довольно крупные, 0,1—0,5 мм, гексагонально-пластинчатые кристаллы. Редко в миаролох гранитов и пегматитов кристаллы молибденита достигают 1—3 см. В аплитах и аплит-пегматитах, являясь поздним минералом, выделения молибденита приобретают причудливые "иероглифические" формы (фиг. 1, г, д). Рентгенометрические исследования указывают на принадлежность к полимиту 2Н. Химический анализ акцессорного молибденита показал: *Re* — 0,014%, *Se* — 0,004%, *Te* — следы (аналитик Л. Оганисян). Уместно отметить, что акцессорные молибдениты из порфировидных гранитов

Южной Армении почти вдвое обогащены рением (Меликсетян, 1968) чем молибдениты из гранитоидов Центральной Армении; кроме рения и селена, аксессуарный молибденит содержит примесь Mn (0,002%), Cu (0,005%), Pb (0,0015%), Ag (0,0006%), Zn (0,02%).

Висмутин встречается редко в гранитах и аплит-пегматитах в виде свинцово-серых, пластинчатых выделений, покрытых толстой коркой бисмутита. Спектральным анализом обнаружены кроме Bi (10%), также Pb (0,15%), Ag (0,02%), Mo (0,04%), As (0,01%) и Cu (0,01%).

Халькопирит в гранитах встречается в небольшом количестве (0,2–0,3 г/т), зато в пегматитах его содержание достигает 5,4 г/т. Образует золотисто-желтые осколки. Спектральный анализ показал присутствие в виде примеси: Mn (0,03%), Y (0,0025%), Ni (0,006%), Mo (0,03%), Pb (0,3–1,0%), Ag (0,03%), Bi (0,3%), Ti (0,15%), As (0,15%), Ga (0,001%).

Борнит очень редкий минерал пегматитов. Образует медно-красного цвета осколки с радужной побежалостью. В виде примеси установлены: Pb (0,03%), Y (0,002%), Bi (0,03–0,1%), Sn (0,001%).

Тенорит, также как и борнит, в виде редких бархатно-черных, окаймленных аморфной коркой хризоколлы, встречается в замещенных пегматитах. Из примесей характерны: V (0,002%), Mo (0,1%), Pb (0,02%), Ag (0,007%), Bi (0,6%), Zn (0,01%).

Галенит встречается в единичных знаках. Образует свинцово-серые кубические кристаллы с характерной спайностью. Постоянно отмечается корочка пушистых налетов церуссита. Примеси: Ag (0,03%), Au (0,003%), Bi (0,06%), Zn (0,1%), As (0,03%), Sb (0,1%), Cu (0,03%).

Теллурид $Au-Ag$ В зонах беризитизации, в измененных окварцованных пегматитах обнаружен весьма редкий минерал оловянно-белого цвета. Очень хрупкий. В ассоциации с ним встречаются шеелит, пирит, киноварь и самородное золото.

Рентгенометрический анализ показал неомогенность минерала, представляющего смесь силъванита, калаверит-креннерита (табл. 8). Спектральный анализ (табл. 9) показал принадлежность его к теллуриду золота и серебра ($Au, Ag, Te \gg 10\%$). Из других примесей отметим присутствие значительного количества железа, а также Bi, Pb, Ga .

Теллуриды золота и серебра присутствуют в золоторудных проявлениях в пределах Амзачиманского массива.

Реальгар в единичных знаках встречается в аплитах и пегматитах в ассоциации с киноварью, висмутином и бисмутитом. Реальгар присутствует в виде мелких оранжево-красных зерен. Хрупок. Характерны высокие показатели преломления и двупреломления. Плеохроирует. Спектрально фиксируется мышьяк.

Киноварь. Встречается в единичных знаках в аплитах в виде ярко-красных неправильных зерен в постоянной ассоциации с самородным золотом. Показатели преломления очень высокие. Возможно, ассоциация золота с киноварью связана с распадом при более низких температурах неустойчивых золото-ртутных амальгам. Возможно в гранитах золото находится в форме легколетучих соединений типа Au, Hg .

Таблица 8

Рентгенограмма теллурида $Au-Ag$

№	l	d/n	№	l	d/n	№	l	d/n
1.	2	7,60	12.	2	3,23	23.	4	1,771
2.	3	6,06	13.	2	3,16	24.	2	1,680
3.	2	5,74	14.	9	3,013	25.	3	1,628
4.	2	5,20	15.	5	2,930	26.	3	1,495
5.	1	4,43	16.	4	2,470	27.	4	1,464
6.	1.	4,30	17.	3	2,328	28.	2	1,405
7.	1.	3,93	18.	10	2,218	29.	4	1,340
8.	1.	3,76	19.	4	2,104	30.	3	1,316
9.	3.	3,58	20.	2	2,068	31.	3	1,220
10.	1	3,48	21.	3	1,960	32.	3	1,199
11.	4	3,34	22.	3	1,910	33.	3	1,180

Таблица 9

Химический состав
теллурида, золота
и серебра

Этим, вероятно, объясняется значительный фон золота в экзоконтактовом ореоле гранитных интрузий, что многими исследователями принимается за доказательство ассимиляционного обогащения гранитных магм.

Группа вторичных аксессуарных минералов

Бисмутит довольно частый вторичный аксессуарный минерал гранитов и аплит-пегматитов. Встречается в содержаниях 1-2 г/т. в пегматитах и часто в единичных знаках в гранитах. Образуется шестоватые, радиально-лучистые агрегаты бледного зеленовато-желтого цвета, представляющие псевдоморфозы по висмутину. Иногда образует матовые опаловидные агрегаты зеленовато-серого цвета в ассоциации с повеллитом.

В иммерсии бесцветен. Показатели преломления: $N_e = 2,2$, $N_o = 2,0$. Рентгенометрический анализ показал близость к бисмутиту (базобисмутиту); часть линий, по-видимому, принадлежит повеллиту (табл. 10).

Спектральным анализом установлены: Bi (10%), Ca (3-5%), Mo (0,6%), Cu (0,3%), Pb (0,4%), Ag (0,03%), Sb (0,01%), Zn (0,01%), Ge (0,003%), Sn (0,002%), As (0,01%). Эти примеси в основном адсорбционного и механического характера.

Повеллит встречается в виде редких бледно-желтых неправильных зерен тонкозернистого сложения. Образуется за счет молибденита.

Гетит широко распространен в виде псевдоморфоз по пириту. Содержит примеси: Cu (0,3%), Au (0,002%), Ag (0,003%), Zn (0,1%).

Малахит и азурит спорадически отмечаются в протоловках гранитов и пегматитов.

Рентгенограмма бисмутита

№	1	d/n	№	1	d/n
1.	5	3,71	18.	1	1,344
2.	3	3,198	19.	4	1,308
3.	10	2,969	20.	5.	1,249
4.	9	2,747	21.	5	1,225
5.	2	2,578	22.	1	1,177
6.	1	2,254	23.	3	1,149
7.	7	2,132	24.	4	1,083
8.	2	2,006	25.	4	1,049
9.	9	1,941	26.	1	1,024
10.	3	1,877	27.	3	0,989
11.	8	1,821	28.	3	0,973
12.	4	1,710	29.	2ш	0,942
13.	1	1,678	30.	2ш	0,920
14.	10	1,621	31.	2ш	0,794
15.	6	1,471	31.	1	0,867
16.	4	1,419	33.	3ш	0,851
17.	5	1,371	34.	1	0,820

Этапы формирования гранитоидов и генезис акцессорных минералов

Совокупность полученных петрографо-петрохимических данных свидетельствует о полигенетичности главнейших породообразующих и акцессорных минералов, кристаллизующихся в широком температурном диапазоне, начиная от магматического этапа до автогидротермальных процессов послемагматического этапа.

Парагенезисы акцессорных минералов, их взаимоотношения с породообразующими минералами различных генераций позволяют выделить ранне- и позднемагматическую стадии, ранние и поздние перматитопневматолитового и автогидротермального этапов (фиг. 2).

Магматический этап. В раннемагматическую стадию магматического этапа кристаллизации из акцессорных минералов выделяются циркон, темный апатит, отчасти магнетит с высоким содержанием титана, находящиеся в тесных взаимоотношениях с породообразующими минералами и часто включенные в ранние акцессорные минералы.

В позднемагматическую стадию в связи с резким возрастанием щелочности и начавшимися процессами ортоклазизации плагиоклазов, выделением главной массы кварца и биотита, происходит образование главной массы циркона, сфена, апатита, отчасти бадделейта, ортита, а также ильменит и рутил.

Если в раннюю стадию из акцессорных инертных компонентов образуют самостоятельные минералы TiO_2 , P_2O_5 , Fe_2O_3 отчасти CaO и Ce_2O_3 то в позднемагматическую стадию указанных акцессорных компонентов в кристаллизацию вовлекаются рассеянные компоненты TR_2O_3 , Y_2O_3 , ThO_2 , ZrO , Nb_2O_5 достигшие насыще-

ния в результате относительного накопления. К тому же исходная гранитная магма, возникшая за счет щелочной магмы, была заметно обогащена редкими и рассеянными элементами.

Подвижность щелочей, особенно калия при некоторой недосыщенности кремнеземом приводит к появлению таких характерных для щелочных пород акцессорных минералов, как велерит, бадделеит, корунд, гранат и др.

Пегматито-пневматолитовый этап на ранней стадии характеризуется термодинамическими условиями пегматитовой стадии, когда образуются фации миаролитовых гранитов, фазовые и фациальные пегматиты. Продолжающаяся на этой стадии диффузионная калишпатизация приводит к окончательной кристаллизации вкрапленников ортоклаза-П и кварца-П, к массовому выпадению титановых аксессуаров - ортита, ураноториевых, титано-ниобиевых и редкоземельных минералов. Устанавливается тесная связь кристаллизации ортита с процессом калишпатизации, что проявляется в тесных прорастаниях ортоклаза-П и ортита, и наличие их идиоморфных кристаллов в занорышах пегматитов и в миаролах гранитов. Более поздняя пневматолитовая стадия протекает после полной кристаллизации пород и приурочена в основном к интерстициям минералов и проявлена в пегматитах (клевеландит-мусковит). На этой стадии характерны альбитизация и выделение иттриевых и поздних генераций цирконевых минералов, преобразование, растворение ранних минеральных парагенезисов (рутилизация сфена, анатаза, лейкоксенизация ильменита) и обогащение растворов Y_2O_3 , Nb_2O_5 , ZrO_2 , $FeHfO_2$, Ce_2O_3 и др., что приводит к появлению флюорита, ксенотима, чевкинита, иттротитанита, велерита, турмалина, цирколита, пироклора, гартчетолита и шеелита. Последний характеризуется высоким содержанием молибдена (3,0%). Ортит замещается эпидотом.

Автогидротермальный этап. Дальнейшее падение температуры приводит к концентрации рудных компонентов Mo, W, Au, Pb в растворах и образованию жил "рудных пегматитов", кварцевых жил, а в гранитах приурочен к интерстициям породообразующих минералов. Здесь уместно подчеркнуть, что пропаривание закристаллизовавшихся пород происходит в более апикальных участках с миаролитовыми структурами. На ранней высокотемпературной стадии гидротермального этапа происходит выпадение главной массы сульфидов: молибденита, халькопирита, пирита, арсенопирита, галенита, вольфрамита (гюбнерита).

Из низкотемпературной стадии возникает золото-висмут-теллуровая ассоциация минералов (сильванит, висмутит, киноварь, реальгар, сфалерит, барит и самородные цинк, олово, медь, свинец). На поздних конечных стадиях гидротермального этапа происходит образование вторичных минералов (бисмутит, повеллит).

Геохимические условия образования акцессорных минералов

В ходе эволюции щелочной магмы и возникновении на ее поздних этапах насыщенной кремнеземом субщелочной гранитной магмы, как результата длительного воздействия в пределах гранитного субстрата, геохимические условия минералообразования закономерно изменяются.

Исследования последних лет (Павленко, 1967; Ляхович, 1968; Меликсетян, 1964, 1968 и др.) позволили установить те основные факторы, которые управляют видовым составом аксессуарных минералов. К числу таких факторов следует отнести: а) первичную концентрацию микрокомпонентов в исходной магме; б) петрохимические особенности (кремнекислотность, известковистость, щелочность и др.); в) явления гибридности (усвоение CaO , FeO , MgO , TiO_2 и др.); г) интенсивность проявления щелочно-эманационной дифференциации и, наконец, д) кристаллохимические особенности редких и петрогенных элементов.

Как видно из предыдущего рассмотрения условий выделения аксессуарных минералов на различных этапах формирования гранитов, главная масса их образуется на поздних и конечных этапах кристаллизации остаточного расплава. Это связано с кристаллохимическими и физикохимическими особенностями микрокомпонентов магмы. Как это было показано нами на примере Мегринского плутона и Тежсарского щелочного комплекса (Меликсетян, 1961, 1964, 1965) среди микрокомпонентов магмы правомерно выделить "аксессуарных" и "рассеянных" (по В. С. Соболеву, 1949) и "рудных" (по Л. В. Таусону, 1962), компонентов. Различие их заключается в распределении в породах и формах нахождения.

К числу аксессуарных компонентов относятся Zr , Ti , Fe^{3+} , $\text{TR}(\text{Ce})$, Y отчасти Nb , $\text{TR}(\text{Y})$ и Th характерной особенностью которых является свойство даже при незначительных концентрациях становиться насыщающими и выделяться (обособляться) в виде самостоятельной твердой фазы (циркон, сфен, ильменит, апатит, ильменорутит, монацит). В условиях повышенной щелочности расплава такие аксессуарные компоненты, как Zr , TR , Nb , Th могут путем комплексных щелочных соединений мигрировать и накапливаться в остаточных растворах, образуя в пегматито-пневматолитовом этапе велерит, бадделейт, гаттчетолит, пироклор, ураноторит, торинит, бритолит, чевкинит, кейльгауит и другие сложные соединения.

Ко второй группе относятся рассеянные компоненты: Li , Be , Sc , Y , U , Sn , W , Ta , TR отчасти Nb , Ta , Th и др. в основном сидерофильные и литофильные элементы, имеющие склонность к рассеиванию в решетках ранних аксессуарных и породообразующих минералов. Однако в зависимости от концентрации их в расплаве, в силу насыщения выделившихся твердых фаз или ввиду ограниченности возможностей изоморфизма они будут накапливаться в остаточном расплав-растворе, становиться насыщающими и выделяться в виде редких аксессуарных минералов: иттротитанит, ураноторит, оранжит, ксенотим, касситерит, шеелит, вольфрамит и ниоботанталиты. Причем, накопление и насыщение остаточного расплава может быть: а) относительным; б) относительным и абсолютным.

Третью группу рудных (или сульфидных) компонентов составляют Mo , Cu , Pb , Zn , As , Au , Ag и др., для которых характерна множественность форм нахождения (изоморфное, сорбционное, рассеяние и субмикроскопическое выделение собственных минералов) и свойство концентрироваться в остаточных растворах ввиду ограниченных возможностей изоморфного рассеяния и способности даже при сравнительно

высоком парциальном давлении серы на различных температурных стадиях послемагматического этапа давать собственные сингенетические рудные акцессорные минералы.

Акцессорные минералы как индикаторы рудоносности порфировидных гранитоидов.

Важность установления объективных и конкретных признаков рудоносности интрузий имеет важное практическое значение. Эими рациональными признаками могут быть следующие.

1. Повышенное содержание в гранитах таких акцессорных минералов, как шеелит, молибденит, халькопирит, висмутит и самородное золото, а также появление вольфрамит, реалгара, арсенопирита, киновари, самородных свинца, цинка и олова и радиоактивных минералов.

2. Высокие концентрации золота в пиритах, в поздних сфенах и шеелите, свинца в магнетитах, сфене, цирконе, вольфрама в цирконе, бадделеите, висмута в цирконе и сфене, молибдена в титановых акцессориях, мышьяка в илмените, апатите, ортите.

3. Широкая площадная распространенность в пределах интрузива и неравномерность распределения рудных акцессорных минералов.

Анализ видового состава рудных акцессорных минералов и концентрации рудных элементов в минералах магматической стадии позволяют выделить три устойчивых типа ассоциаций – редкоземельный, ураноториевый, вольфрам – молибдено – золото – висмутовый, отражающих потенциальную металлогеническую специализации гранитоидов центральной Армении. Выражением этих особенностей является акцессорно-минеральная специализация, являющаяся отражением тех процессов, при которых часть рудного вещества не оказывается связанной в период главной кристаллизации, выделяется в виде самостоятельных акцессорных минералов (шеелита, молибденита, висмутита, золота, халькопирита, ураноторита, ортита) и может служить источником рудного вещества для месторождений с тождественными минералого-геохимическими особенностями.

Степень реализации указанной акцессорно-минеральной специализации будет зависеть от геолого-структурных особенностей формирования. В частности, явления гибридизма увеличивают перспективы реализации редкоземельной, медной и вольфрамо-золотой специализации и уменьшают ее для молибденовой и радиоэлементной минерализации. В то же время эти явления гибридизма уменьшают и масштабы щелочно-эманационных процессов. Однако, как следствие субвулканических условий кристаллизации, гибридизма и значительной скорости падения температуры, если и не происходит глубоких процессов щелочно-эманационной дифференциации, ведущих к возникновению значительных объемов специализированных послемагматических растворов, то не исключено, что в подобных условиях более благоприятным должно явиться скарирование с выносом металлов в экзоконтакты, сложенные известняками. Небезынтересно в связи с этим подчеркнуть перспективность северо-восточного контакта с сенонскими известняками в отношении оруденения (вольфрамо-молибденового и редкометального), в настоящее время погребенного под аллювиально-делювиальными отложениями.

Таким образом, минералого-геохимический анализ порфировидных гранитов позволяет выделить достаточно отчетливую акцессорно-минеральную специализацию в отношении вольфрама - молибдена - золота. Однако реализация этой специализации возможна лишь при наличии благоприятных геолого-структурных факторов. Количественным показателем этой специализации является коэффициент, учитывающий концентрацию рудогенного элемента в собственных рудных акцессориях от общего его содержания в гранитах (Меликсетян, 1964). Так, для Амзачиманского массива на ураноторит приходится 15% урана, на шеелит - 35%, вольфрама и далее на молибденит - от 20%, *Mo*, халькопирит - 10%, *Cu*, золото - 25%, висмутин - 50%, *Bi*, ортит - 20-30% от *TR*

Основные выводы

1. Выявленные ассоциации акцессорных минералов в гранитоидах отражают общую направленность эволюции формирования Амзачиманского массива, интенсивность явлений гибридизма, эманационность дифференциации и метасоматоза ранней щелочной стадии.

2. Рудные акцессорные компоненты порфировидных гранитоидов в ходе кристаллизации накапливаются в остаточных растворах и благодаря различным кристаллохимическим свойствам в автогидротермальную стадию образуют собственные акцессорные минералы.

3. Золото-шеелит-молибденитовая ассоциация рудных акцессорных минералов отражает потенциальную металлогенетическую специализацию массива.

4. Учитывая геохимические, акцессорно-минеральные, геолого-структурные особенности массива следует ожидать возможности нахождения в СВ эндоконтакте с меловыми известняками вольфрам-молибденового скарнового оруденения, в настоящее время скрытого под аллювиально-делювиальными образованиями р. Агстев. Необходима постановка геохимических, геофизических исследований, буровых, поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

- Амирян Ш. О. К минералогии золоторудной минерализации Гамзачиманского месторождения. Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 3, 1966
- Багдасарян Г. П. Петрогенетические особенности порфировидных сиенито-гранитов Амзачиманской интрузии Арм. ССР. Изв. ССР, сер. естеств. и техн. наук, № 8, 1955.
- Ляхович В. В., Радионов Д. А. К методике изучения акцессорных минералов в изверженных породах. Тр. ИМГРЭ, вып. 6, 1964.
- Мадатян Э. М. Геология и рудоносность Севано-Амасийской структурно-металлогенетической зоны. Изд. Айастан, 1974.
- Меликсетян Б. М. Минералогия, геохимия и петрологический особенности Тежсарского щелочного комплекса. В кн. "Интрузивные комплексы важнейших рудных районов Арм. ССР". Изд. АН Арм. ССР, 1971.

3. О. Чибухян

К ВОПРОСУ ДИСПЕРСИИ ДВУПРЕЛОМЛЕНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ

В оптических исследованиях кристаллических веществ используется коэффициент дисперсии двупреломления, представляющий собою (Кузнецов, 1959) отношение разностей хода световых волн различной длины. Для представления сущности явлений, имеющих место при дисперсии двупреломления, важны исследования А. М. Гринчаренко (1959^{1,2}), выявившего сложную картину поверхностей двупреломления кристаллов — различных по форме для разных длин волн.

В общем виде коэффициент дисперсии двупреломления имеет следующий вид:

$$K_{\delta} = \frac{(n_g - n_p)_{\text{расч.}} \cdot \lambda_{\text{ст.}}}{(n_g - n_p)_{\text{ст.}} \cdot \lambda_{\text{расч.}}},$$

где $(n_g - n_p)_{\text{расч.}}$ и $\lambda_{\text{расч.}}$ — двупреломление и длина волны рассчитываемые, а $(n_g - n_p)_{\text{ст.}}$ и $\lambda_{\text{ст.}}$ — двупреломление и длина волны стандартные.

При отсутствии дисперсии двупреломления, величина ее коэффициента графически выражается плавной кривой. Действительно, при нулевой дисперсии $\Delta_i = \Delta_{\text{ст.}}$ и $\lambda_{\text{ст.}} = \text{const}$, формула коэффициента дисперсии приобретает вид $K_{\delta} = \frac{\text{const}}{\lambda_i}$.

При исследовании минералов колеблющегося состава кривая коэффициента дисперсии, получаемая для разных длин волн, имеет характерные перегибы (максимумы и минимумы), которые находятся в связи с составом, а также структурой минерала (Кузнецов, 1962; Чибухян, 1963).

Ю. Д. Пушкарёв и В. Б. Татарский (1965), а также В. Г. Фекличев (1969) ставят под сомнение изломанность кривой коэффициента дисперсии двупреломления и считают, что кривые должны иметь монотонный характер изменения по всему измеряемому спектру. Это утверждение основывается на той посылке, что показатели преломления минералов изменяются монотонно. В этом случае, если рассматривать вышеприведенную формулу коэффициента дисперсии двупреломления в следующем виде:

$$K_{\delta} = \frac{(n_g - n_p)_{\text{расч.}}}{\lambda_{\text{расч.}}} \cdot \frac{\lambda_{\text{ст.}}}{(n_g - n_p)_{\text{ст.}}},$$

где отношение $\frac{\lambda_{\text{ст.}}}{(n_g - n_p)}$ является постоянной, то выражение

$(n_g - n_p)$ расч. должно быть монотонно изменяющейся, поскольку величины λ расч. представляют последовательный ряд чисел, а следовательно будет монотонно изменяющимся и коэффициент дисперсии двупреломления.

В подтверждение своего мнения В. Г. Фекличев, на основании данных показателей преломления ряда минералов, имеющих в литературе, по вышеприведенной формуле рассчитал коэффициенты дисперсии двупреломления некоторых минералов, которые указывают на отсутствие перегибов на спектральных кривых для анатаза, апатита, брусита и др. и противопоставляются результатам, полученным нами.

С целью проверки положений, полученных нами при экспериментальных исследованиях, по формуле были рассчитаны коэффициенты дисперсии для минералов группы цеолита, антофиллита, нефелина. Показатели преломления указанных минералов определены с точностью, которой оперируют и наши оппоненты, что необходимо для правомерности сопоставления полученных результатов.

Рассмотрим полученные данные по каждому минералу в отдельности.

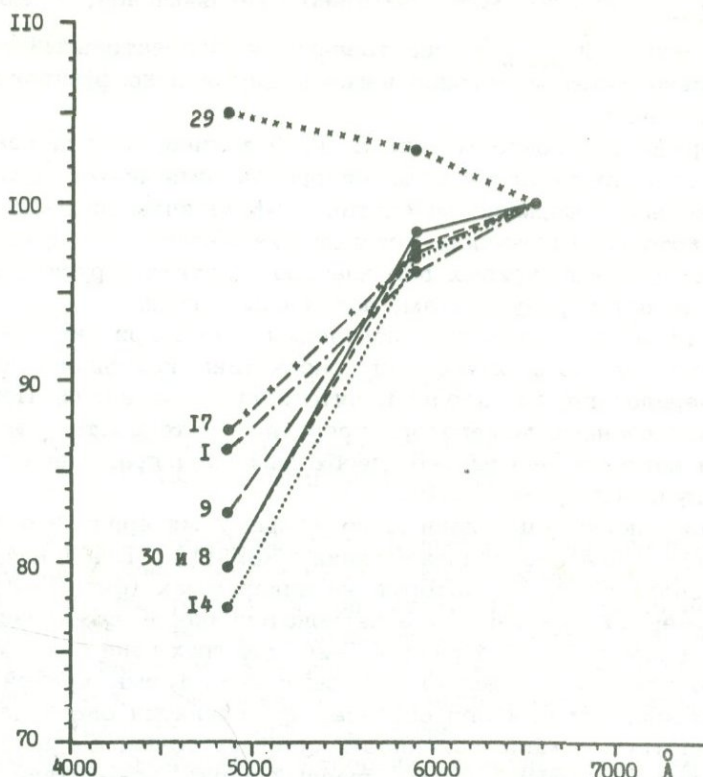
Антофиллит. Показатели преломления (Rabbitt, 1948) взяты для всех 7 образцов (табл. 1), которые на диаграммах (фиг. 1-3) приведены под номерами указанными в первоисточнике. К сожалению показатели преломления во всех образцах даны для трех длин волн (4861, 5893 и 6563 Å), что исключает возможность выяснения формы кривой коэффициента дисперсии для каждого образца, при принятии одной длины волны за стандартную и малочисленности опорных точек. Если сделать допущение, что все кривые имеют плавный изгиб, вследствие чего не могут нести в себе какой-либо информации о составе, то сопоставление кривых различных длин волн относительно одной стандартной волны должно было бы констатировать или их совпадение друг с другом, что имело бы место при сходстве состава, или равномерное схождение в одну точку (точку стандартной волны), что было бы вероятным для эталонов разного состава.

Поскольку ни одно из этих явлений мы не наблюдаем, а имеет место перекрещивание кривых, то приходится придти к выводу, что это их поведение содержит конкретную информацию по составу каждого эталонного образца. К этому нас побуждает и большое количество образцов, и значительный разброс точек на диаграммах.

Количество же информации зависит от числа опорных точек, что мы проиллюстрируем на последующих примерах.

Эдингтонит. Показатели преломления образца эдингтонита, заимствованные из статьи Хей (Heu, 1934, стр. 483), приведены в табл. 2. На диаграмме (фиг. 4) совмещены кривые для всех главных сечений, форма которых отнюдь не плавная кривая и значительно расходится с линией нулевой дисперсии. Особенно значительный пик имеется при длинах волн 5780 и 6000 Å.

Томсонит. Показатели преломления для образца томсонита (Heu, 1932₁, стр. 51) приведены в табл. 3. Расчеты произведены для всех главных сечений, а кривые распределения коэффициента дисперсии двупреломления совмещены на единой диаграмме (фиг. 5). Также, как и в случае с эдингтонитом, для томсонита четко проявляется сложный

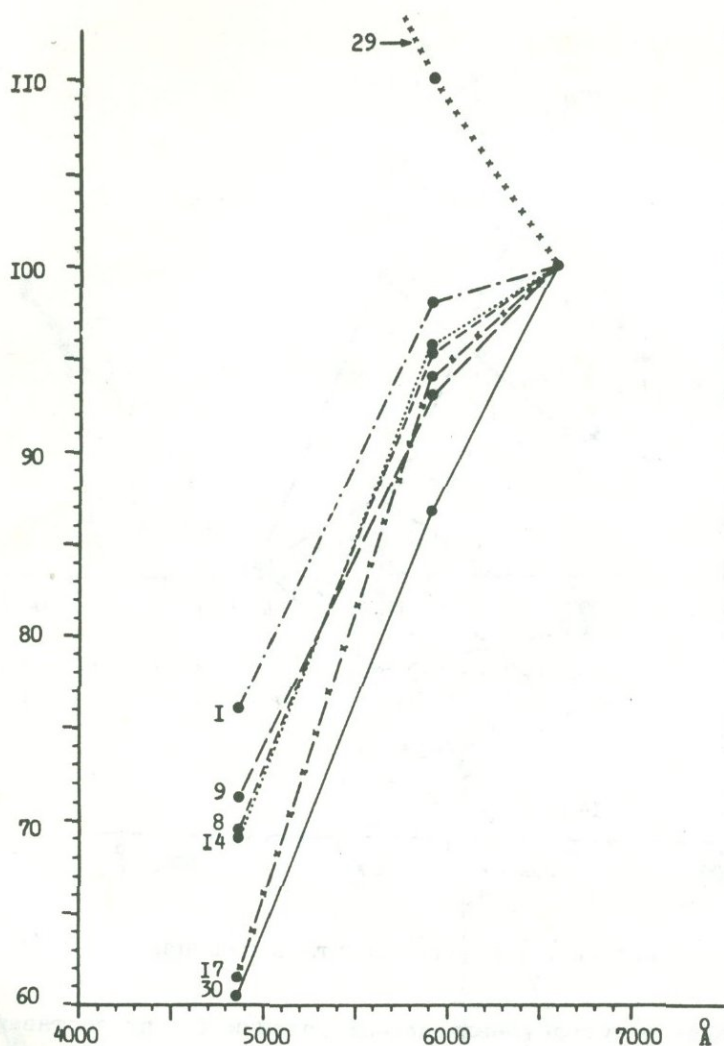


Фиг. 1. Распределение $K\delta$ антофиллита в сечении $Ng - Np$

характер кривых $K\delta$ со многими перегибами. Особенно наглядно это выражено для сечения $Nm - Np$.

Натролит. Сходную с эдингтонитом и томсонитом форму имеет и кривая распределения $K\delta$ натролита. Образец из Бенальта (Heu, 1932₂, стр. 243) рассчитан на основании большого количества данных (табл. 4), которые нанесены на диаграмму (фиг. 6). Для образца натролита из Бенальта в качестве стандартной принята волна с длиной 7682 Å.

Поскольку для натролита имеются данные для четырех образцов, в табл. 5 приведены данные по показателям преломления и расчеты $K\delta$ применительно к единой стандартной волне (6708 Å). На сводной диаграмме (фиг. 7) кривые $K\delta$ обозначены под теми же номерами, под которыми они фигурируют в таблице. Как видно из диаграммы, расположение кривых для отдельных образцов относительно друг друга, также как и в случае с антофиллитом, свидетельствует о возможности получения информации по составу. Количество определений показателей преломления для всех образцов не равнозначно и с определенностью говорить о том, что на какой волне определяется тот или иной компонент не представляется возможным. Однако и в этом случае (для одного лишь сечения $Ng - Np$) констатируется волна с длиной 5350 Å, реагирующая на содержание кремния и алюминия (фиг. 8), с характерным

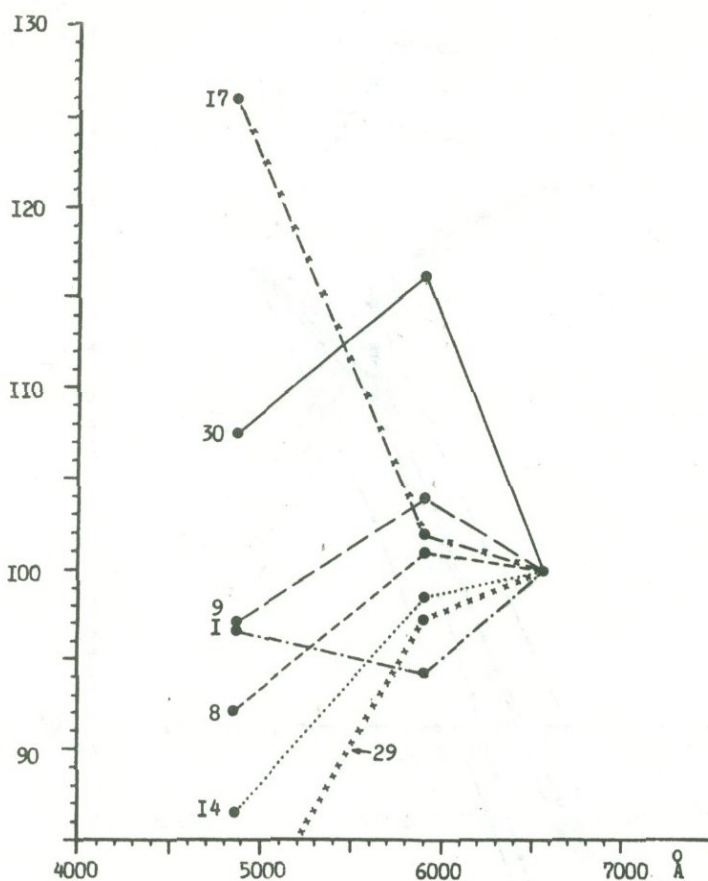


Фиг. 2. Распределение K_{δ} антофиллита в сечении $Ng - Nm$

взаимным наклоном прямых "состав- K_{δ} ", что свойственно для минералов с изоморфным замещением элементов.

Нефелин. Рассмотрение особенностей распределения коэффициента дисперсии двупреломления четырех образцов нефелина (фиг. 9), рассчитанных по заимствованным у Банистера (Bannister, Heu, 1931) данным показателей преломления (табл. 6), также свидетельствует о наличии довольно значительных перегибов на кривых K_{δ} для всех эталонных образцов.

Для нефелина также построена сводная диаграмма распределения K_{δ} в сечении $No - Ne$, причем для образца У1 даются кривые для двух кристаллов. Линии K_{δ} для кристаллов У1₁ и У1₂ отличны, что



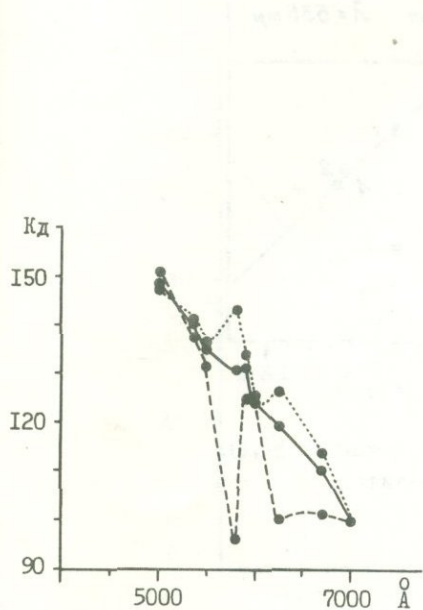
Фиг. 3. Распределение K_{δ} автофиллита в сечении $Nm - Np$

свидетельствует о чутко улавливаемых различиях в их составах при исследовании дисперсии двупреломления.

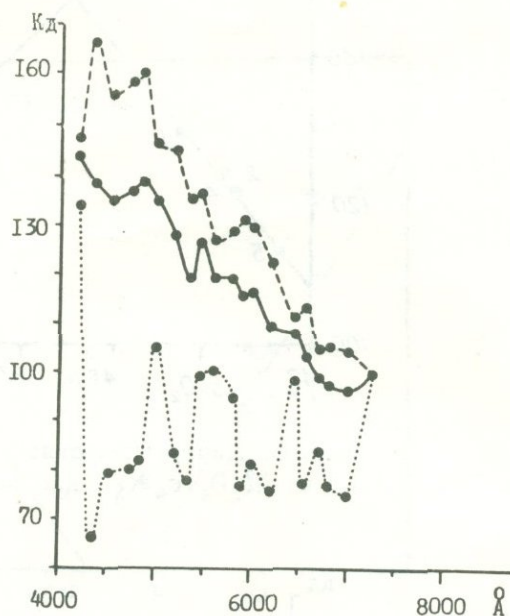
По приведенным у Банистера и Хей химическим анализам и рассчитанным нами значениям K_{δ} построена диаграмма связи содержания SiO_2 и Al_2O_3 (фиг. 10), также со взаимным наклоном кривых.

Приведенные примеры позволяют констатировать наличие перегибов (максимумов и минимумов) на кривых спектрального распределения коэффициента дисперсии двупреломления. Наглядно видна поразительная схожесть кривых K_{δ} , получаемых экспериментальным и расчетным путем, и игнорировать это положение нельзя. Возникает вопрос — чем объяснить такое различие в примерах, приведенных нами и нашими оппонентами?

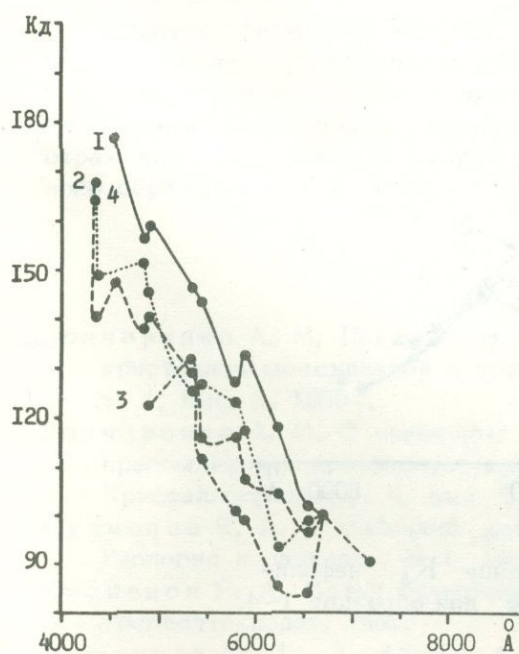
Ответ нам кажется кроется в следующем. В качестве примеров, подтверждающих монотонный характер кривых K_{δ} брались данные по минералам простого и постоянного состава, для которых характерно устойчивое соотношение компонентов. Естественно, в этих условиях



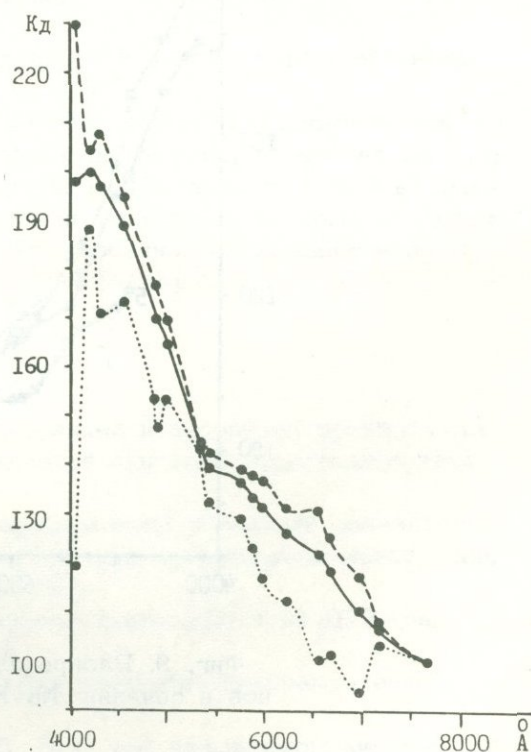
Фиг. 4. Распределение К эдингтонита в трех главных сечениях.



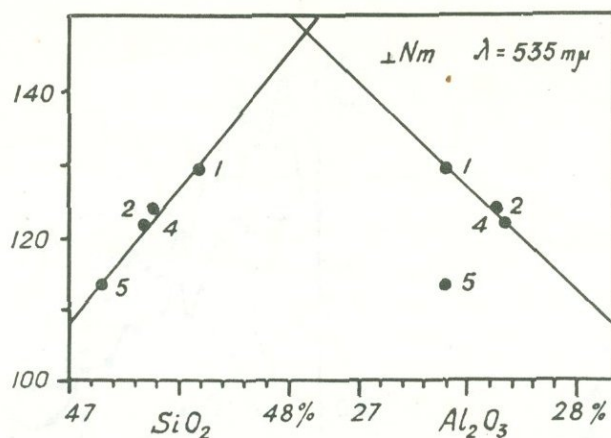
Фиг. 5. Распределение К томсонита в трех главных сечениях.



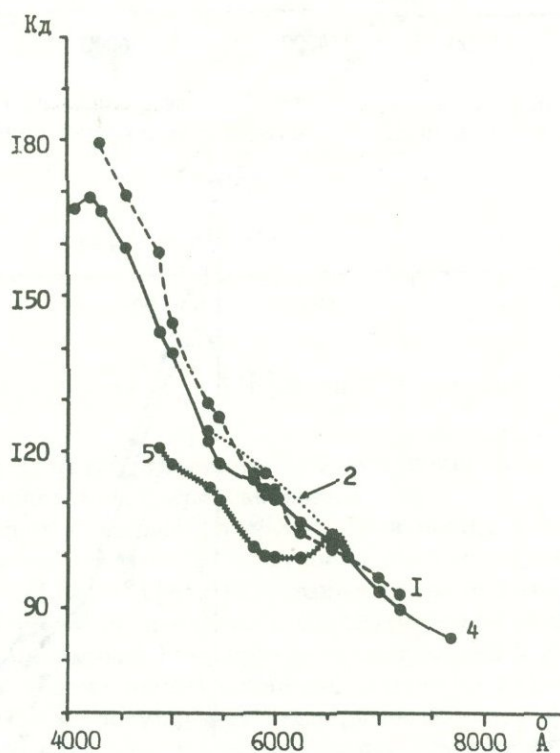
Фиг. 6. Распределение К натролита в трех главных сечениях.



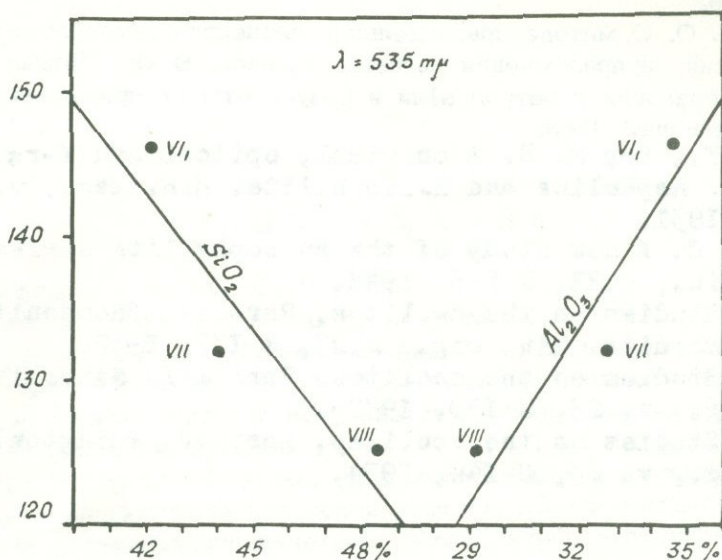
Фиг. 7. Распределение К натролита в сечении для образцов 1, 2, 4 и 5.



Фиг. 8. Диаграмма связи содержаний SiO_2 и Al_2O_3 с K_δ для натролитов.



Фиг. 9. Распределение K_δ нефелинов в сечении No-Ne для образцов 1-4.



Фиг. 10. Диаграмма связи содержаний SiO_2 и Al_2O_3 с K_δ для нефелинов.

кривые распределения K_δ не могут нести и не несут никакой информации о составе.

В противоположность этому кривые K_δ минералов сложного состава, для которых характерны изоморфные замещения, не совпадают друг с другом и с линией нулевой дисперсии. Более того, кривые K_δ имеют сложную конфигурацию, максимумы и минимумы, которые являются отражением химических и структурных особенностей каждого эталонного образца в отдельности.

ЛИТЕРАТУРА

- Гончаренко А. М. Поверхность рефракции и абсорбции поглощающих кристаллов моноклинной и триклинной сингоний. Кристаллография, т. 4, вып. 3, 1959₁.
- Гончаренко А. М. О некоторых особенностях поведения показателей преломления и коэффициентов поглощения поглощающих кристаллов. Кристаллография, т. 4, вып. 5, 1959₂.
- Кузнецов Е. А. О дисперсии двупреломления. Известия ВУЗ-ов. Геология и разведка, № 1, 1959.
- Кузнецов Е. А. Метод сравнительной дисперсии двупреломления. Госгеолтехиздат, 1962.
- Пушкарев Ю. Д., Татарский В. Б. О так называемом методе сравнительной дисперсии двупреломления. Зап. Всес. минералог. общ., т. 94, вып. 5, 1965.

Фекличев В. Г. О методе сравнительной дисперсии двупреломления и свойствах коэффициента K_{δ} . Известия АН СССР, сер. геол., № 2, 1969.

Чибухчан З. О. О методе сравнительной дисперсии двупреломления и дисперсия двупреломления роговых обманок. В кн. "Новые методы в минералогии и петрографии и результаты их применения". Госгеолтехиздат, 1963.

Bannister F., Hey M. H. A chemical, optical and X-ray study of nepheline and kaliophilite. Min. mag., v. 22, N 134, 1931.

Rabbitt J. C. A new study of the anthophyllite series. Amer. min., v. 33, N 5-6, 1948.

Hey M. H. Studies on the zeolites. Part II. Thomsonite and gonnardite. Min. mag., v. 23, N 137, 1932.

Hey M. H. Studies on the zeolites. Part III. Natrolite. Min. mag., v. 23, N 139, 1932.

Hey M. H. Studies on the zeolites. Part IV. Edingtonite. Min. mag., v. 23, N 144, 1934.

Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук АН Армянской ССР

Редактор издательства Э. Г. Малхасян
Художественное оформление Г. Н. Горцакаляна
Технический редактор Р. Х. Геворкян
Корректоры И. Г. Апкарян, В. Т. Симонян

Набрана на наборно-пишущей машине
оператором М. Б. Геворкян

Книга издана офсетным способом

ВФ 00194. Изд. 4426 Заказ 409 Тираж 500
Сдано в производство 26. 5. 1976 г.
Подписано к печати 18. 5. 1976 г., печ.л. 10,5+12вкл.,
усл. печ. л. 17,4, изд. 15,0 л., бумага №1,70x108 1/16.
Цена 1 руб.

Издательство АН Армянской ССР, Ереван-19,
Барекамутян, 24

Типография Издательства АН Армянской ССР,
г. Эчмиадзин.

П5

рмт. 8