

**СВЯЗЬ
МЕЛОВОГО
И ПАЛЕОГЕНОВОГО
ВУЛКАНИЗМА АРМЕНИИ
С ТИПАМИ РАЗВИТИЯ
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ
ПРОГИБОВ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ,
МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Р. Т. ДЖРБАШЯН,
О. П. ЕЛИСЕЕВА, А. Х. МНАЦАКАНЯН,
А. С. ОСТРОУМОВА, М. А. ФАВОРСКАЯ

СВЯЗЬ
МЕЛОВОГО
И ПАЛЕОГЕНОВОГО
ВУЛКАНИЗМА АРМЕНИИ
С ТИПАМИ РАЗВИТИЯ
ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ
ПРОГИБОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1968



16199 1966-3

В работе излагаются результаты многолетнего изучения мелового и палеогенового вулканизма, проведенного коллективом авторов на территории Армянской ССР. Подробно рассмотрена геологическая обстановка, на фоне которой развивались вулканические процессы мела и палеогена. Приводится детальное петрографическое описание продуктов вулканизма: лав, пирокластов, туфогенно-осадочных пород. Дано описание важнейших породообразующих минералов, их оптических свойств и химического состава. В специальном разделе рассмотрены петрохимические черты главных типов пород.

На основе изложенного материала сделаны выводы об особенностях развития вулканизма и его связи с тектоническими процессами. Авторы приходят к выводу, что упомянутые вулканические процессы протекали под влиянием относительно кратковременных импульсов повышенной тектонической и магматической активности, обусловивших также заложение верхнемеловых и палеогеновых геосинклинальных прогибов. Из числа последних более молодые носили преимущественно наложенный характер по отношению к более древним.

Под влиянием импульсов глубинной активности происходило проникновение базальтоидных магматических расплавов по длительно живущим разломам. На ранней стадии этого процесса подновлялись нарушения, согласные с господствующим планом геосинклинальной области, а в дальнейшем секущие по отношению к ней. Общая направленность вулканического процесса выражалась в смене кислых эффузивов ранних этапов основными и повторным проявлением липарито-дацитовых магм на заключительных ее стадиях. Количественные соотношения основных и кислых продуктов вулканизма зависели от типа развития геосинклинального прогиба, в пределах которого этот вулканизм проявлялся. Отмечено также, что на границе геосинклиналей, с жесткими блоками земной коры кислый и основной вулканизм мог развиваться синхронно.

В заключении рассматривается металлогеническое значение установленных процессов и на основании анализа литературных данных делается вывод о том, что они проявились и за пределами Армении в смежных регионах Малого Кавказа.

Табл. 38. Библ. 179 назв. Илл. 41

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

доктор геолого-минералог. наук. М. А. Фаворская

ВВЕДЕНИЕ

В основу предлагаемой монографии легли результаты многолетнего (с 1958 по 1964 г.) изучения меловых и палеогеновых вулканических комплексов, проводившегося авторами в различных районах Армянской ССР. Работы велись совместно Институтом геологических наук АН Армянской ССР и Институтом геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР под общим руководством М. А. Фаворской. Одновременно изучением позднепалеогенового вулканизма занималась сотрудница ВСЕГЕИ СССР А. С. Остроумова.

При интерпретации полученных данных основное внимание уделялось вопросам связи вулканизма с тектоникой. При этом была установлена существенная роль неоднородности развития различных типов меловых и палеогеновых прогибов и отношения последних к складчато-глыбовым структурам фундамента, характеризующимся различной степенью консолидации. Наряду с этим удалось проследить характер зависимости вулканических проявлений от глубинных разломов общекавказского простирания и разломов, поперечных по отношению к господствующей складчатости. На основе установленных эмпирических закономерностей в заключительном разделе обсуждены более общие вопросы особенностей развития вулканизма эпизвгеосинклиналей и взаимоотношения основных и кислых магм. В монографию не включены результаты специального изучения элементов примесей и акцессорных минералов разновозрастных вулканических комплексов, опубликованные ранее в статьях А. Х. Мнацаканян (1965) и Р. Т. Джрбашяна (1965). Однако необходимые геохимические данные привлечены в соответствующих разделах для подтверждения основных выводов.

В течение указанного периода исследования проводились авторами в следующем порядке. В период с 1958 по 1964 г. изучала меловой вулканизм А. Х. Мнацаканян (ИГН АН АрмССР). Одновременно Р. Т. Джрбашян (ИГН АН АрмССР) изучал палеогеновый вулканизм Севано-Ширакского синклинория в центральной и северо-западной его части. Юго-восточное окончание синклинория исследовалось О. П. Елисеевой (ИГЕМ АН СССР) в течение 1959—1961 гг. Этим автором совместно с М. А. Фаворской (ИГЕМ АН СССР) в 1960—1961 гг. изучался вулканизм Восточного Айодздора. Несколько раньше А. С. Остроумова проводила аналогичные исследования на территории Западного Айодздора.

В процессе исследований проводилось крупномасштабное картирование отдельных опорных участков и составление разрезов и профилей. Петрографическое описание главных типов эффузивных, субвулканических и вулканогенно-обломочных разностей меловых и палеогеновых вулканических серий выполнено на основании микроскопического исследования свыше 2000 прозрачных шлифов с подсчетом количественно-минералогического состава, замерами оптических констант в иммерсионных жидкостях и на универсальном столике Е. С. Федорова. При изучении

кислых лав и их туфов применялся метод окрашивания калиевого полевого шпата в шлифах. Кроме того, наряду с химическими анализами горных пород, изучался также химический состав породообразующих минералов.

Глава I написана Р. Т. Джрбашяном, А. Х. Мнацаканян и М. А. Фаворской. Автор главы II — А. Х. Мнацаканян. В главе III раздел по Севано-Ширакскому синклинорию написан Р. Т. Джрбашяном и О. П. Елисеевой; по Восточному Айоцзору — О. П. Елисеевой, а по Западному — А. С. Остроумовой. Общее заключение к монографии составлено М. А. Фаворской, А. Х. Мнацаканян и Р. Т. Джрбашяном.

В процессе исследований авторам оказывал неизменное содействие заведующий сектором петрографии и минералогии ИГН АН Армянской ССР Г. П. Багдасарян.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ МАЛОГО КАВКАЗА И ТИПЫ СРЕДНЕ- И ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБОВ

Горное сооружение Малого Кавказа представляет складчатую область, расположенную во внутренней части Крымско-Кавказской геосинклинальной зоны и в основных чертах сформировавшуюся в альпийское время. Это определило особенности его тектонического строения и геологического развития, а также разнообразие магматических процессов.

Мегантиклинорий Малого Кавказа граничит на севере, северо-востоке с Рионо-Куринской (Закавказской) межгорной зоной и с Араксинским межгорным прогибом на юге и подразделяется на ряд тектонических регионов, соответствующих структурно-фациальным зонам, сформировавшимся в мезо-кайнозое. Тектоническое строение Малого Кавказа охарактеризовано в работах К. Н. Паффенгольца (1948, 1959), В. П. Ренгартена (1939, 1959), А. И. Джанелидзе (1942, 1953), Л. Н. Леонтьева (1949), В. Е. Хаина (1949, 1950, 1959, 1964), Л. А. Варданянца (1935, 1955), А. А. Габриеляна (1959, 1964), Е. Е. Милановского (1956, 1963, 1964), А. Т. Асланяна (1958), П. Д. Гамкрелидзе (1949, 1960), Э. Ш. Шихалибейли (1956, 1964а, б) и др. Характеристика главнейших тектонических структур описываемой области приводится ниже по данным указанных исследователей.

От складчатой системы Большого Кавказа Малый Кавказ отделяется Закавказской межгорной зоной, которая всеми исследователями рассматривается как область ранней (каледонской) консолидации, на герцинском этапе представлявшая унаследованную геоантиклинальную структуру.

В альпийское время она играла роль крупного срединного массива (так называемого Закавказского срединного массива), состоящего из относительно приподнятых и опущенных блоков. Субстратом Закавказской межгорной зоны являются нижнепалеозойские (?) метаморфические породы, слагающие в настоящее время наиболее приподнятый Дзиркульский массив. К востоку и западу от него в пределах Рионской и Куринской впадин субстрат глубоко погружается. Мезозойские отложения межгорной зоны сравнительно маломощны и отличаются от типично геосинклинальных формаций фациальными особенностями и типами пликативных структур, что позволило А. И. Джанелидзе подчеркнуть их «платформенноидный» характер. Интенсивные прогибания Закавказская зона испытывает только начиная с олигоцена, одновременно с воздыманием мегантиклинориев Большого и Малого Кавказа, когда в ее пределах формируются Рионская и Курильская межгорные депрессии. В них накапливались мощные толщи озерно-континентальных молассовых образований и морских отложений миоплиоцена и антропогена.

Кавказская межгорная зона отделяется от северо-восточного склона Малого Кавказа системой разломов глубокого заложения северо-западного простирания. Эти разломы перекрыты новейшими отложениями и устанавливаются по геологическим и геофизическим данным.

Горное сооружение Малого Кавказа в тектоническом отношении подразделяется на крупные структурно-фациальные зоны, краткое описание которых приводится далее в основном по Е. Е. Милановскому и В. Е. Хаину (1963).

1. Аджаро-Триалетская складчатая зона, расположенная в северной части Малокавказского мегантиклинория, сложена мощными вулканогенно-обломочными отложениями мела и палеогена. Она возникла вдоль одноименного широтного краевого разлома, косо секущего область киммерийской складчатости, и представляла крупный геосинклинальный прогиб, интенсивно погружавшийся в верхнем мелу и далее в палеоцене и эоцене с образованием флишевых и вулканогенных толщ.

2. Сомхето-Карабахская структурно-фациальная зона (Сомхето-Кафанская по терминологии некоторых авторов, Антикавказский оротектонический пояс по А. Т. Асланяну) примыкает с юго-востока к Аджаро-Триалетской зоне. Она занимает всю северо-восточную часть Малого Кавказа и отвечает его главному ранне-среднеальпийскому эвгеосинклинальному прогибу, наложенному в нижней юре на древнее геоантиклинальное основание Закавказского массива.

В современной структуре Сомхето-Карабахской зоны отчетливо выражены ряд самостоятельных тектонических элементов, которые начали складываться еще в средней юре и оформились в конце мела — палеогена в результате сложного сочетания продольных и поперечных разломов. Из этих элементов в первую очередь необходимо отметить Прикуринский синклиний и Сомхето-Карабахский антиклинорий, которые под названием Прикуринской мегасинклинальной и Алавердской мегантиклинальной зон выделяются А. Т. Асланяном (1958) в составе Антикавказского оротектонического пояса.

А. А. Габриелян, Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин к числу упомянутых самостоятельных тектонических элементов относят и Кафанский антиклинорий, однако другие исследователи (К. Н. Паффенгольц, Э. Ш. Шихалибейли) включают его в состав Армянской структурно-фациальной зоны.

Прикуринский синклиний охватывает северо-восточные предгорья Малого Кавказа и прослеживается по линии Ахалкалаки — Акстафа — Кировабад — Мир-Башир. В строении его принимают участие главным образом верхнемеловые отложения и резко подчиненное значение имеют среднеэоценовые. Указанный комплекс отложений в региональном плане образует крупную моноклиаль общекавказского простираия, погружающуюся под олигоценные, миоценовые и четвертичные образования Куринской депрессии. Синклиний сформировался на месте верхнемелового эпизевгеосинклинального прогиба и характеризуется в целом линейной складчатостью общекавказского простираия.

Зона перехода Прикуринского синклиния к Куринской впадине представляет собой Предмалокавказский краевой прогиб (по Э. Ш. Шихалибейли), приуроченный к полосе сочленения древнего Закавказского срединного массива с областью альпийской складчатости. Эта структура осложнена поперечными разломами и имеет неоднородное блоковое строение.

Сомхето-Карабахский антиклинорий, занимающий большую северо-восточную часть зоны (пояса), состоит из ряда кулисообразно расположенных поднятий, сложенных породами нижней — средней, частично верхней юры, разделенных поперечными прогибами, выполненными главным образом верхнемеловыми отложениями.

Антиклинорий построен асимметрично. В его более приподнятой северо-западной части антиклинальные структуры имеют брахиформный, коробчатый характер (Алавердское, Локское, Шамхорское и другие поднятия). В ядрах двух последних устанавливаются «окна» палеозойского основания. По мнению Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина, эти поднятия

контролируются горстообразными структурами фундамента, которые в виде погребенных выступов прослеживаются к северу под Куринской впадиной. Разделяющие указанные поднятия коробчатые, грабен-синклинальные прогибы широтного и северо-восточного простирания выполнены отложениями верхнего мела (Болнисский, Иджеванский и др.) и также раскрываются в сторону Куринской низменности. Для более погруженной юго-восточной части антиклинория характерны узкие линейные поднятия (Мровдагское, Карабахское, Агдамское), которые чередуются с более широкими, раскрывающимися на юго-восток прогибами (Дашкесанский, Мартунинский и др.).

Как уже отмечалось, принадлежность Кафанского антиклинория к Сомхето-Карабахской зоне дискуссионна. А. А. Габриелян, Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин продолжение межзонального главного тектонического шва Малого Кавказа проводят по западной — юго-западной границе Кафанского антиклинория. По их представлениям, Кафанский антиклинорий и отделяющий его от Сомхето-Карабахского поднятия Акеринский прогиб связаны с другими частными структурами этой зоны. В отличие от указанных авторов, другие исследователи полагают, что тектонический шов проходит по юго-западной границе Сомхето-Карабахского поднятия, отчленяя от него Кафанский антиклинорий и Акеринский прогиб.

3. Указанная выше зона глубинных разломов известна под названиями «главного надвига» (К. Н. Паффенгольц), «Севано-Зангезурского глубинного разлома» (А. А. Габриелян), «главного тектонического шва Малого Кавказа» (Е. Е. Милановский, В. Е. Хаин) и разделяет Сомхето-Карабахскую и Армянскую структурно-фациальные зоны. О продолжении этого тектонического шва на юг, как было отмечено выше, среди исследователей нет единства мнений. Следует, однако, отметить, что разногласия эти сводятся по существу к вопросу о том, какой из двух крупных разломов, ограничивающий ли с запада Кафанский антиклинорий или приуроченный к северной границе Акеринского прогиба, следует считать подобным продолжением.

Приуроченный к зоне главного шва Севанский синклинорий занимает осевое положение в структуре Малого Кавказа и представляет собой шовную структуру, развившуюся на месте Севанского геосинклинального прогиба. Синклинорий выполнен терригенно-туфогенными и карбонатными отложениями верхнего мела, согласно перекрытыми карбонатно-флишеидными породами палеоцена — нижнего эоцена. На крыльях синклинория залегает мощная вулканогенно-обломочная толща среднего эоцена, перекрытая верхнеэоцен-олигоценными вулканическими образованиями. В юго-восточной части синклинория выделяются два прогиба, сформировавшиеся в палеогене: Кельбаджарский, унаследованный от верхнемелового Акеринского прогиба и Западно-Варденисский, наложенный в виде субмеридиональной структуры на Армянскую геоантиклинальную зону и соединяющий Севанский синклинорий с Айоцдзор-Орду-бадским.

4. Армянская структурно-фациальная зона. Современная структура ее образована в результате развития ряда прогибов заложенных в среднеальпийское время в пределах существовавшей в предшествующий период развития Армянской геоантиклинали. Прогибы в основном выполнены вулканогенно-обломочными, карбонатными и флишевыми образованиями мела и палеогена. Мезозойские образования в северо-западной части зоны непосредственно подстилаются нижнепалеозойскими (?) метаморфическими, а в юго-восточной части преимущественно карбонатными фациями осадочного среднего палеозоя. На северо-востоке Армянской зоны прослеживается ряд кулисообразно расположенных антиклинальных и горстовых поднятий, нередко объединяемых в Мисхано-Зангезурский антиклинорий. Как отмечают Е. Е. Милановский

и В. Е. Хаин (1963), эти поднятия разделены прогибами, служившими как бы проливами, которыми Севанский синклиниорий сообщался с расположенными на юго-западе крупными синклиническими зонами — Ереванско-Вединской и Айоцдзор-Ордубадской, обрамленными разломами, принадлежащими к общей системе крупного меридионального шва. Этот шов продолжается на север вдоль выходов древних палеозойских структур антикавказского простираения по линии Шамхорский выступ — бассейн р. Сулак (Хаин, 1949).

Ереванско-Вединская синклиническая зона сложена вулканическими верхнемеловыми, морскими и лагунными палеогеновыми и неогеновыми образованиями; Айоцдзор-Ордубадская — вулканическими, вулканогенно-обломочными и осадочными образованиями эоцена и олигоцена.

5. К юго-западу от Армянской зоны располагается Приараксинская структурно-фациальная зона, в пределах которой на значительных площадях обнажается слабо дислоцированный доальпийский фундамент. На ранне- и среднеальпийском этапе описываемая зона оставалась приподнятой и лишь в олигоцене — миоцене подверглась раздроблению и дифференциальным опусканиям. В результате этих движений она расчленялась на несколько межгорных прогибов и остаточных поднятий.

6. Талышская структурно-фациальная зона расположена в крайней юго-восточной части Малого Кавказа. По структурному положению и истории развития Талыш сходен с Аджаро-Триалетской зоной и, по мнению многих исследователей, составляет ее продолжение, отделенное наложенным поперечным Нижнеараксинским прогибом. Талышские горы включают несколько зон, сложенных в основном мощными вулканогенно-обломочными толщами палеогена.

Юго-западной границей мегантиклинория Малого Кавказа служит Араксинский межгорный прогиб, который по геологическому строению и особенностям структуры существенно отличается от Закавказского. Араксинский прогиб развился в пределах Приараксинской структурно-фациальной зоны, представлявшей до конца палеогена поднятие. Прогиб складывается из ряда наложенных впадин (Арагатской, Садаракской, Нахичеванской), выполненных мощными миоплиоценовыми лагунными и молассовыми отложениями. Впадины эти разделены поперечными поднятиями-перемычками (Арагатское, Волчьих ворот), в пределах которых обнажается или близко подходит к поверхности ниже-среднепалеозойский субстрат.

ЭТАПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ МАЛОГО КАВКАЗА

Все исследователи геологии Малого Кавказа выделяют в истории его развития три последовательных этапа: докембрийский (?) — каледонский (догерцинский), герцинский и альпийский.

Сведения о догерцинском этапе развития Малого Кавказа сравнительно ограничены, поскольку древнейшие образования этого региона, представленные разнообразными метаморфическими породами нижнепалеозойского (?) возраста, обнажаются лишь на отдельных наиболее приподнятых блоках Малого Кавказа (Дзирульский, Араканский и другие массивы). Имеющиеся материалы дают основание большинству исследователей высказаться в пользу того, что накопление этих образований шло в условиях геосинклинального (ультрагеосинклинального) режима, завершившегося интенсивной складчатостью и глубоким региональным метаморфизмом. В результате этого в конце этапа оформилась жесткая платформенная структура, послужившая впоследствии субстратом герцинских и альпийских структур (Габриелян, 1959).

Геологическое развитие территории Малого Кавказа на герцинском этапе отмечено разделением ее на два крупных региона с резко различными тектоническими условиями. В пределах его северной и северо-восточной частей в средне-верхнепалеозойское время существовала обшир-

ная закавказская геосинклиналь. Южный склон Малого Кавказа был вовлечен в это время в погружение и послужил областью накопления осадков девона — триаса — ранней юры (Приараксинский прогиб). Общий фациальный характер этих свит и очень слабо проявленная складчатость свидетельствуют об отложении их в условиях субплатформенного режима и небольших амплитуд вертикальных движений. В этом отношении герцинский этап развития южного региона Малого Кавказа отвечает, по А. А. Габриеляну, «субплатформенному» периоду.

Доальпийский фундамент Малого Кавказа имел, таким образом, глыбовое строение и обладал повышенной жесткостью отдельных блоков, разделенных крупными разломами. По Э. Ш. Шихалибейли, наиболее древние из последних (каледонские) имели широтное и субширотное простирание, более поздние (герцинские) — северо-восточное и северо-западное.

Блоки герцинского и более древнего основания, последовательно сменяясь, образуют протяженные близмеридиональные поднятия, оказывающие существенное влияние на последующую историю геологического развития и на особенности альпийского вулканизма. К числу подобных поперечных структур относятся так называемое главное транскавказское поперечное поднятие и упомянутая выше система выступов жесткого фундамента по линии Айоцзор — бассейн р. Сулак.

Альпийский этап развития Малого Кавказа ознаменовался установлением геосинклинального (эвгеосинклинального) режима и подразделяется на три стадии: раннеальпийскую (юра — нижний мел), среднеальпийскую (верхний мел — эоцен), позднеальпийскую (олигоцен — антропоген).

Разнородное строение доальпийского фундамента во многом определило особенности заложения и дальнейшего развития альпийских прогибов. Если в ранне- и среднеальпийское время продолжали унаследованно развиваться многие продольные грабени и горсты, испытывая в конце этапа частную или полную инверсию, то в позднеальпийское время резко возрастает роль поперечных структур, контролируемых древними разломами фундамента. С другой стороны, упомянутые крупные первичные горст-поднятия развиваются вплоть до начала позднеальпийского этапа (Шихалибейли, 1964а, б).

В раннеальпийскую стадию в связи с интенсивным раздроблением и опусканием южной части Закавказского срединного массива, вдоль разломов северо-западного простирания, происходит заложение Сомхето-Кафанской (Малокавказской) эвгеосинклинали. Будучи ограничена также поперечными разломами, опускающаяся часть массива приобрела блоковое строение и представляла собой систему ступенчато-погружающихся к юго-востоку первичных грабен-прогибов (Шихалибейли, 1964а, б). Развитие геосинклинали сопровождается интенсивным начальным вулканизмом и накоплением мощных вулканогенно-обломочных толщ байоса. По Э. Ш. Шихалибейли и Р. Н. Абдуллаеву, центры вулканической деятельности в это время были сосредоточены в указанных трогах (типа грабен-прогибов), вытянутых вдоль простирания эвгеосинклинали. В верхнем байосе начинают восходящие движения и происходят мощные извержения продуктов кислой магмы, которые приурочивались главным образом к ограничивающим указанные прогибы горст-поднятиям. В конце байоса усиливается темп поднятий и в первичных грабен-прогибах проявляется складчатость. В результате этих процессов возникает система кулисообразно расположенных частных брахигеосинклиналей (Алавердская, Шамхорская и др.), оси которых ориентированы в северо-западном или субширотном направлении. Далее, в верхнеюрское время, особенно интенсивно в оксфорде и кимеридже, оживляются поперечные, возможно унаследованные от герцинского этапа разломы, среднеюрские горст-поднятия вовлекаются в погружение и резко усиливается

вулканизм. В конце верхней юры и в неокоме почти вся Малокавказская эвгеосинклиналь воздымается, система брахигеоантиклиналей сливается в единое Сомхето-Карабахское геоантиклинальное поднятие. Складчатость и последующее внедрение интрузий гранитоидов в неокоме привели к консолидации значительной площади этого поднятия. Однако некоторые участки юрской геосинклинали, особенно наиболее погруженные юго-восточные, сохранили подвижность вдоль разломов и вулканические процессы продолжались там еще в валанжине — готериве. На тех же участках далее, в барреме и апте, накапливались в условиях слабых погружений мелководные морские отложения.

Совершенно иные тектонические условия существовали в раннеальпийское время на южном склоне Малого Кавказа, представлявшем собой обширную область денудации (Армянская геоантиклиналь). Юрские осадки накапливались в этой зоне только в небольшом, унаследованном от герцинского этапа Приараксинском прогибе северо-западного простирания.

Границей рассмотренных двух крупных блоков с резко различными тенденциями развития служил уже существовавший в раннеальпийское время разлом глубокого заложения, соответствующий в современной структуре главному тектоническому шву Малого Кавказа.

Среднеальпийская стадия явилась временем дальнейшего раздробления субстрата с причленением к зонам погружений новых участков и среди них тех, которые ранее обнаруживали геоантиклинальные тенденции развития.

По палеографической схеме В. П. Ренгартена (1959), на Малом Кавказе в верхнем мелу выделяются зоны северо-западного простирания, отличающиеся по тектоническому режиму: Прикуринская, Севано-Курдистанская (Севано-Акеринская) и Еревано-Ордубадская геосинклинальные зоны и разделяющие их Сомхето-Карабахская, Мисхано-Зангезурская и Шаруро-Джультинская (Приараксинская) геоантиклинальные зоны. Последние расчленились поперечными проливами и заливами на ряд островных поднятий, антиклинорий второго порядка. Так, Сомхето-Карабахская геоантиклинальная зона распадалась на ряд частных островных поднятий — Бзовдальское, Алавердско-Далидагское, Шамхорское, из которых последнее развилось унаследованно от герцинского выступа. Поперечные поднятия разделялись проливами и заливами Прикуринской зоны — Иджеванским, Таузским, Дашкесанским, Мардакердским и др. Образование указанных структур в верхнемеловое время связано с неоднородностью строения сформировавшейся в неокоме Сомхето-Карабахской геоантиклинали и активизацией движений по поперечным разломам или ослабленным зонам. Последние разделяли в конце верхнего байоса отдельные положительные брахиструктуры и были как бы «залечены» позднее, в неокоме.

Мисханское, Агмаганское и Зангезурское островные поднятия следующей к юго-востоку Мисхано-Зангезурской геоантиклинальной зоны разделялись Разданским и Айриджинским (Вединским) проливами. Заложение Вединского прогиба контролировалось субширотными общекавказскими пликативными структурами палеозоя и ограничивающими их разломами глубокого заложения. Разданский пролив представлял поперечную структуру.

На северной периферии Малого Кавказа с конца раннего мела энергично развивался близширотный Аджаро-Триалетский прогиб, формирование которого сопровождалось сильными вулканическими процессами.

Названные основные структурные элементы верхнемелового периода с некоторыми изменениями продолжали развиваться далее в палеогене и в определенной степени совпадают с современными структурно-фациальными зонами Малого Кавказа (Габриелян, 1959). Таким образом,

начиная с верхнего мела происходит существенная перестройка структурного плана Малого Кавказа. Эта перестройка сопровождалась расчленением области на большое число блоков, оживлением древних расколов фундамента, имеющих северо-восточное или близмеридиональное простирание, интенсивным вулканизмом и обширной трансгрессией моря, покрывавшего значительные области. В отличие от раннеальпийского этапа развития, для которого характерен в целом выдержанный и однообразный состав вулканогенно-обломочных формаций во всей эвгеосинклинальной зоне, в верхнемеловое время проявляется определенная самостоятельность в ходе развития отдельных структурных единиц, в темпах погружений, а также в характере и эволюции вулканических процессов. Особенности вулканизма и состав вулканических извержений определялись интенсивностью тектонических движений, глубиной заложения разломов, соотношением отдельных прогибов и зон с герцинскими и юрскими складчатыми структурами, расположением кровли субстрата на разных глубинах (Шихалибеи, 1964а, б).

В северной части Прикуринской зоны и в том числе даже в системе ее поперечных прогибов (Иджеванский, Таузский) субстрат относительно приподнят (Асланян, 1958). Этим обусловлены сравнительно небольшие темпы погружений этих участков и островной характер верхнемелового вулканизма (Мнацаканян, 1965). В сходных условиях развивался вулканизм в других поперечных прогибах этой зоны, но в зависимости от конкретных условий отмечаются различия во времени проявления активных вулканических процессов, в продолжительности и общей последовательности извержений (Абдуллаев, 1963, 1965).

В Прикуринской геосинклинальной зоне вулканизм развивался в течение длительного времени — с верхнего турона до верхнего сантона и частично продолжался в нижнем кампане.

В Севано-Акеринской геосинклинальной зоне, которая развивалась вдоль разлома глубокого заложения и в Айриджинском (Вединском) прогибе, наложенном непосредственно на герцинское жесткое основание, вулканизм имеет много общих черт с так называемым инициальным вулканизмом геосинклиналей. Это излияния преимущественно недифференцированных лав базальтового состава, приближающихся к спилитам, с внедрением на поздних этапах комплекса ультраосновных и основных интрузий. Характерна относительная кратковременность вулканических извержений в этих зонах, относящихся к коньяку, частично нижнему сантону.

Развитие поперечного Разданского прогиба, удаленного от наиболее отчетливо выраженных зон разломов, характеризовалось в верхнемеловое время устойчивым режимом осадконакопления и очень слабым проявлением вулканизма.

После небольшого поднятия в верхнем сантоне вся область Малого Кавказа в кампанское время испытала погружение и наступила обширная трансгрессия моря, что привело к накоплению однообразных карбонатных толщ. В конце мелового периода (маастрихт — дат) произошли сильные складкообразовательные движения и интенсивное поднятие региона. Позднемеловая складчатость замкнула в основном Прикуринскую и Сомхето-Карабахскую зоны, другие области прогибания продолжали далее развиваться в палеогене.

В геологическом развитии Малого Кавказа переход от мела к палеогену знаменует собой новый этап. После регионального поднятия в дат-палеоценовое время в процессы погружения вовлекаются обширные территории и происходит заложение новых или дальнейшее разрастание существовавших прогибов и дробление их фундамента. Наряду с этим в погружение вовлекаются участки более ранней консолидации, прилегающие к зонам развития юрских и меловых прогибов. В палеогеновых прогибах более четко по сравнению с меловыми вырисовываются черты их

наложенности, «вторичности», кулисообразное расположение и определенная самостоятельность отдельных структур, а также кратковременность развития от заложения до инверсии, следовательно, повышенная интенсивность и тесная временная сближенность эффузивного и интрузивного вулканизма.

В эту эпоху области наиболее интенсивного осадконакопления и вулканизма сосредоточиваются в пределах прогибающихся Аджаро-Триалетской, Севано-Ширакско-Кельбаджарской и Талышской зон. Указанные обширные области проявления палеогенового вулканизма развиты вдоль крупных зон разломов и разделены поперечными нарушениями и перемычками на отдельные прогибы. Расположение их между относительно жесткими блоками определило ярко проявленный линейный характер структур.

Дугообразное выгибание меловых и палеогеновых структур Севано-Ширакского синклинория на северо-северо-восток обусловило различный характер налегания их на юрский и более древний фундамент, что в свою очередь определило, по-видимому, основные различия в тектонической мобильности отдельных участков, а также магматической проницаемости и соответственно характере и интенсивности мезо-кайнозойского вулканизма зоны. Разнородность фундамента привела также на палеогеновом этапе развития области к увеличению роли поперечных разломов, разбивающих Севано-Ширакский синклинорий на ряд отдельных блоков. В частности, в западной части территории устанавливается определяющая роль Главного транскавказского поднятия в пространственной направленности и времени возникновения палеогенового вулканизма (Джрбашян, 1964а).

В тех случаях, когда палеогеновые прогибы в пределах Армянской и Сомхето-Карабахской зон развиваются на относительно жестком, малоподвижном фундаменте (Айоцзорский, Еревано-Вединский, Ордубадский, Лалварский и другие прогибы), они не имеют линейного простираения. Области эти отличаются также слабее проявленным, по сравнению с Аджаро-Триалетским и Севано-Ширакско-Кельбаджарским прогибами, палеогеновым вулканизмом и иной историей развития (Джрбашян, Елисеева и др., 1964).

В пределах Севано-Ширакского прогиба характер эоценового вулканизма менялся во времени от подводного, преимущественно эффузивного, к островному — эксплозивному.

Инверсия и складкообразование на рубеже среднего и верхнего эоцена, сопровождавшиеся внедрением крупных гипабиссальных многофазных интрузий умеренно кислых гранитоидов, проявились в ряде районов Малого Кавказа и привели к замыканию некоторых флишевых и вулканогенных прогибов и разрастанию устойчивой суши.

Позднеальпийская стадия развития наступает в различных участках Малого Кавказа в верхнем эоцене или олигоцене. Формируются крупные складчато-глыбовые сооружения, испытывающие общее, хотя и дифференцированное воздымание. На месте крупных палеогеновых прогибов сохраняются остаточные впадины, а на периферии приподнятых участков возникают краевые и межгорные депрессии.

В течение верхнего эоцена — олигоцена в пределах Севано-Ширакского синклинория (водораздел Памбакского и Арегунийского хребтов и северный склон Базумского хребта) формируется пестрая по составу и фациально разнообразная вулканогенно-обломочная толща, прорванная экстрюзиями трахилипаритов, трахитов, а также гранитоидными и щелочными интрузиями.

В пределах Кельбаджарского и Айоцзор-Ордубадского прогибов орогенный вулканизм проявлен уже преимущественно в олигоцене и нижнем миоцене и завершается внедрением своеобразных экстрюзий санидиновых трахитов, трахилипаритов и интрузий гранитов.

Вулканическая деятельность этого времени наиболее отчетливо связана с продольными и поперечными нарушениями и носит преимущественно субаэральный характер.

В новейшей истории Малого Кавказа позднемiocен — антропогеновый период характеризуется общим воздыманием территории и формированием современного горного рельефа. Наряду с этим в краевых частях устойчивых зон образуются быстро погружающиеся впадины, заполняющиеся песчано-глинистыми и молассовыми отложениями (Куринская, Рионская, Араксинская и др.). Вулканизм широко развит как в пределах крайней северо-западной части Сомхето-Карабахского антиклинория (Ахалкалакское вулканическое нагорье), так и в пределах Армянской зоны — Арагацское, Гегамское, Варденисское и Карабахское вулканические нагорья.

Вулканическая деятельность плиоцен — антропогенового периода тесно связана с разломами различного простирания и отличается ярко выраженным ареальным типом (Карапетян, 1964). При сложном и изменчивом составе вулканических образований отмечается переход во времени к более основным излияниям. Кислые магматические продукты в антропогене извергаются только в зоне Транскавказского поперечного поднятия (Милановский, Хаин, 1963).

Глыбовое строение земной коры на территории Армении отчетливо отражено и в современном рельефе. Даже самый приближенный морфометрический анализ, основанный на высотных отметках и положении речной сети, позволяет выделить ряд крупных и более мелких блоков, ограниченных соответствующими разломами.

Сопоставление современной блоковой структуры с историей геологического развития региона не оставляет сомнения в том, что наиболее крупные дизъюнктивные нарушения как общекавказского, так и поперечного к ним направления, заложены еще в палеозое или мезозое, отчетливо проявились и в неотектонический период. Так, в частности, при анализе рельефа, несомненно, устанавливаются главный тектонический шов Армении; разломы, контролировавшие поперечные позднемиоценовые прогибы, — Иджеванский, Таузский и др.; меридиональный разлом по линии Ехегнадзор — Мартуни, продолжающийся далее на север через оз. Севан в пределы Таузского прогиба, а также разломы, отделяющие приараксинскую и прикуринскую депрессии от горстового поднятия Малого Кавказа. Наиболее крупные из этих разломов, как об этом будет сказано ниже, характеризуются до настоящего времени и сейсмической активностью.

Проявление длительно живущих глубоких нарушений в современной тектонике позволяет изучить особенности развития последних на основе сопоставления морфометрических и геологических данных. Анализ изменения мощностей и фациальных особенностей разновозрастных отложений на границах блоков, выделенных на основе неотектоники, позволяет устанавливать время заложения или активизации соответствующих разломов, уточнять границы блоков, различающихся по истории развития, и выявлять более конкретные связи между магматическими и тектоническими процессами.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ МАЛОГО КАВКАЗА

Современные представления о глубинном строении территории Большого и Малого Кавказа, а также прилегающих частей Черного моря и Южно-Каспийской впадины обобщены в работах К. Н. Паффенгольца (1959), В. В. Белоусова (1955), А. А. Габриеляна (1959), М. В. Муратова (1960, 1962), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963), В. Е. Хаина (1964) и других исследователей. Эти сведения опираются на результаты глубинного сейсмического зондирования и данные, полученные при интерпретации гравитационных аномалий и сейсмичности, приводимые в работах Ю. П. Непрочнова (1959), М. С. Абакелия (1959), Э. Б. Аджи-

мамудова (1957), В. В. Шаркова (1964), Б. К. Балавадзе и Г. К. Твалтадзе (1958, 1960) и др.

Не останавливаясь подробно на этих работах, заметим, что всеми указанными исследователями для Кавказа в целом отмечается повышенная по сравнению с обычной материковой мощность земной коры, составляющая от 40—45 до 60—65 км. Повышенная мощность земной коры, по Б. К. Балавадзе (1957), обусловлена особенностью ее гранитного слоя.

Области Большого и Малого Кавказа и Закавказского межгорного прогиба представляют собой соответственно зоны повышенной и сокращенной мощности земной коры.

В пределах Малого Кавказа максимальная мощность коры, 50—55 км, приходится на его юго-западную часть. Гравитационное поле Малого Кавказа характеризуется отрицательными аномалиями. На этом фоне, как указывает А. А. Габриелян (1964), зона центрального минимума приходится на Севано-Ширакско-Ордубадскую полосу, разделяющую два участка относительного максимума — Сомхето-Карабахскую зону на северо-востоке и Араксинскую на юго-западе.

Вдоль южной границы Куринской депрессии протягивается Мартунитбилисский гравитационный максимум, соответствующий геологическим границам Сомхето-Карабахской зоны. Последняя отделяется от Закавказской межгорной зоны системой глубоких разломов, фиксируемых по убыванию значений силы тяжести. Таким образом, как это подчеркивают И. В. Кириллова и А. А. Сорский (1960), сопоставление глубинных разломов, отмечающих границы крупных структурно-фациальных зон Малого Кавказа с зонами резких градиентов силы тяжести, обнаруживает довольно близкое их совпадение.

Кроме того, приводимые А. Т. Асланяном, И. В. Кирилловой, А. А. Сорским и другими исследователями данные о сейсмической активности Малого Кавказа свидетельствуют о резко неоднородном его строении и наличии поперечных и продольных (относительно региональных простираний структур) сейсмических зон. Последние также отмечают в основном геологические границы крупных структур. Так, повышенная сейсмическая активность в продольной зоне по южному борту Куринской депрессии связана, вероятно, с движениями вдоль древней зоны контрастности тектонических усилий (И. В. Кириллова, А. А. Сорский, 1960). В пределах Малого Кавказа вдоль разломов преимущественно Кавказского направления (Севано-Акеринская зона) располагаются области средней сейсмичности. В целом области наибольшей сейсмической активности приурочены к участкам пересечения глубинных разломов северо-западного простирания с поперечными. Наиболее важен вывод этих исследователей о том, что продольные и поперечные сейсмические зоны Малого Кавказа отражают сейсмогенетические разломы различной глубины заложения, причем поперечные зоны отражают более глубокие нарушения, связанные с процессами глубинных перемещений масс.

ТИПЫ АЛЬПИЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБОВ

Описанию и классификации различных прогибов альпийской геосинклинальной области Кавказа (как и всего Тетиса), развивающихся на разных стадиях альпийского этапа, посвящена обширная литература (Белоусов, 1955; Муратов, 1949, 1960, 1963; Габриелян, 1959; Милановский, 1963; Хаин, 1964, и др.).

Соответственно основным стадиям развития альпийской геосинклинальной области Кавказа (раннегеосинклинальной, позднегеосинклинальной и орогенной) выделяются начальные (инициальные) и поздние (М. В. Муратов) или первичные, вторичные геосинклинальные прогибы и прогибы стадии горообразования (А. А. Габриелян, Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин).

Начальные, или первичные, альпийские геосинклинали Кавказа возникли на различных структурах палеозойского складчатого основания, раздробленного на отдельные блоки. Наиболее приподнятое положение субстрат занимал в пределах Сомхето-Карабахской и Армянской зон, в которых он слагал ядра альпийских антиклинальных структур.

Время заложения и интенсивного развития начального прогиба Малого Кавказа (Сомхето-Кафанского) относится к юрскому периоду; особенности слагающих прогиб формаций позволяют отнести его к эвгеосинклиналям по классификации М. Кэя (1955). Главная складчатость и внедрение гранитоидных интрузий проявились в конце верхней юры и в неокоме. Поздние, или вторичные, прогибы Малого Кавказа, развивающиеся в верхнемеловое — палеогеновое время (до конца олигоцена) отнесены Милановским (1964) к раннеорогенным. На этой стадии происходит дальнейшее интенсивное расчленение области на ряд самостоятельно развивающихся структур и расширение общей площади геосинклинальных прогибов за счет примыкающих участков ранней консолидации и юрских геоантиклиналей.

Развитие послеолигоценовых прогибов по времени совпадает с интенсивным воздыманием и формированием горного рельефа Большого и Малого Кавказа. Эти прогибы разрастаются в стороны смежных срединных массивов (Закавказского, Араксинского), которые впервые за альпийскую историю развития вовлекаются в компенсированное погружение, превращаясь в крупные межгорные впадины.

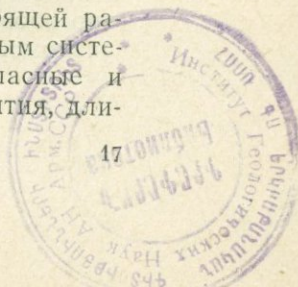
Рассматривая взаимоотношения начальных и поздних геосинклинальных прогибов в пространстве, М. В. Муратов (1963) считает последние новообразованиями и выделяет среди них наложенные и унаследованные структуры со своими разновидностями, некоторые из которых на Малом Кавказе отсутствуют.

А. А. Gabrielyan разделяет группу вторичных геосинклинальных прогибов Малого Кавказа на верхнемеловые «наложенные» прогибы, образовавшиеся на стадии перестройки структурного плана области, и палеогеновые «регенерированные», возникшие в условиях «ремобилизации» региона вдоль глубоких разломов.

Как можно видеть, подразделения, предложенные М. В. Муратовым, с одной стороны, и А. А. Gabrielyanом, — с другой, существенно не различаются между собой. Следует, однако, подчеркнуть, что анализ приведенных данных об особенностях заложения и развития средне-позднеальпийских геосинклиналей Малого Кавказа приводит к выводу о преимущественной принадлежности их к наложенному типу. Примеры прямого унаследования крайне редки и сводятся по существу к тем случаям, где палеогеновые прогибы наследуют верхнемеловые. Сюда относятся отдельные участки в пределах Аджаро-Триалетской, Севано-Ширакской и Талышской структур. Особым типом сочетания прогибов являются Прикуринский синклиниорий и центральная часть Севано-Ширакского, в пределах которых зоны максимального погружения при сохранении общего простираня структур смещаются соответственно к северо-востоку и юго-западу.

Отчетливо выраженный наложенный характер большинства средне-позднеальпийских прогибов, перекрывающих юрскую эвгеосинклиналь и отделенных от нее во времени эпохой складчатости и интрузий, позволяет, казалось бы, классифицировать их, по М. Кэю, как эпизевгеосинклинали. Однако, как это будет видно из дальнейшего, меловые и палеогеновые прогибы Армении отличаются от классических эпизевгеосинклиналей Кэя интенсивным развитием вулканических процессов.

Среди группы наложенных прогибов, описываемых в настоящей работе, по структурному положению и приуроченности к различным системам разломов мы считаем целесообразным выделить согласные и секущие, которые отличаются одни от других по истории развития, для-



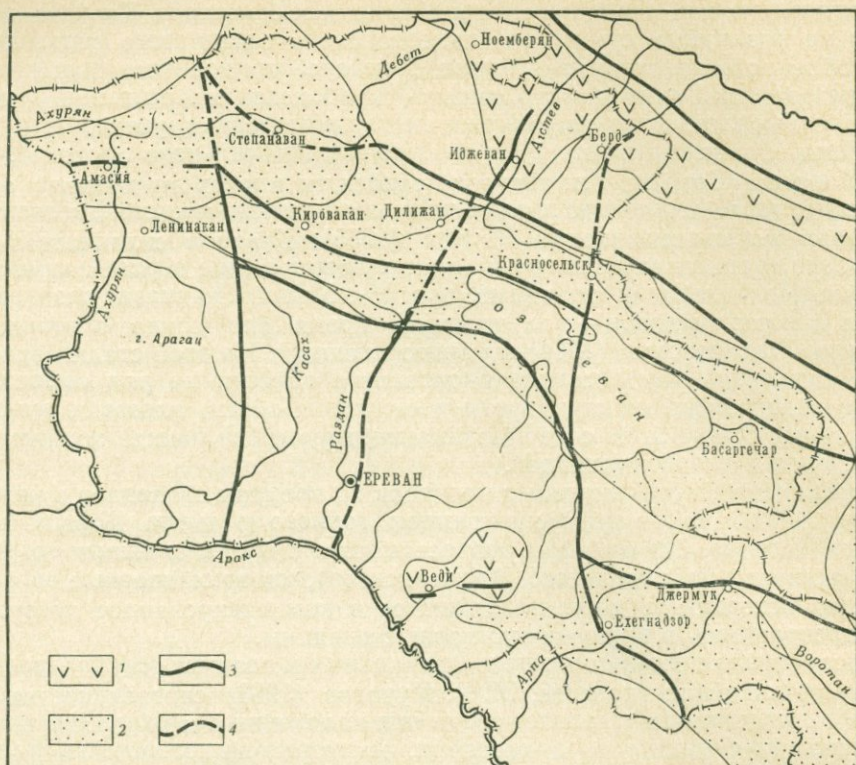


Рис. 1. Схема распространения меловых и палеогеновых вулканических образований на территории Армянской ССР и главные региональные зоны разломов

1 — области распространения меловых вулканических образований; 2 — области распространения палеогеновых вулканических образований; 3 — основные разломы, установленные по геологическим данным и проявленные в неотектонике; 4 — разломы предполагаемые

тельности формирования и особенностям вулканизма. Характерным примером согласного наложения является верхнемеловой Вединский прогиб, подчиненный общему направлению палеозойских структур основания.

Прикуринская система верхнемеловых прогибов представляет собой пример сложного сочетания согласного приразломного прогиба, приуроченного к южной границе Закавказского срединного массива с подчиненными ему секущими прогибами (Иджеванским, Таузским, Дашкесанским). Северо-западное окончание Севано-Ширакского синклиниория представляет собой частично согласный палеогеновый прогиб, развивавшийся унаследованно от верхнего мела, а частично наложенный на палеозойское основание.

Из выделенных прогибов в настоящей работе рассматриваются наиболее крупные, типичные и соответственно лучше изученные. Их подробная характеристика, история формирования, отличительные особенности и эволюция вулканизма излагаются в следующих главах работы.

На схеме (рис. 1) изображены контуры распространения меловых и палеогеновых вулканических образований в пределах описываемых прогибов. На схему нанесены также главные из региональных зон разломов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЛОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Меловые вулканические серии на территории Армянской ССР лучше изучены и типично представлены в северо-западной части Прикуринской системы меловых прогибов. Как отмечалось выше, эта система представляет собой сложное сочетание согласных и секущих прогибов, что накладывает отпечаток на особенности проявления верхнемелового вулканизма. Для сравнения приводятся также данные о вулканизме Вединского прогиба, представляющего собой пример согласного наложения на палеозойское жесткое основание верхнемеловой структуры.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СЕРИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИКУРИНСКОЙ СИСТЕМЫ МЕЛОВЫХ ПРОГИБОВ

Геологическая характеристика вулканических серий

Геоморфологические особенности этой территории, входящей в под-область внешних хребтов Малого Кавказа (Геология Армянской ССР, т. I, 1962), отчетливо отражают историю ее развития в средне-позднеальпийское время. Ряд основных морфологических элементов возник в верхнемеловое время, когда раннеальпийский Сомхето-Карабахский антиклинорий был расчленен поперечными структурами и произошло дальнейшее раздробление южной части Закавказского срединного массива по системе глубоких разломов общекавказского направления. Типично субсеквентные современные долины главных притоков р. Куры (Дебед, Агстев, Ахум и Тауш) наследуют главным образом упомянутые поперечные ослабленные зоны. Наиболее высокие гипсометрические отметки подобласти внешних хребтов соответствуют верхнеюрскому — неокомскому Сомхето-Карабахскому поднятию. Пояс низкорослых предгорий этих хребтов характеризуется денудационно-останцевым рельефом и отвечает верхнемеловому прогибу, граничащему с Куринской депрессией по длительно живущему глубинному разлому. Господствующие направления хребтов также отражают простираание основных тектонических структур, возникающих в средне-позднеальпийское время. Некоторые из них, например расположенный на севере территории Папакарский хребет имеет субширотное направление в соответствии с границей Куринской низменности. Большинство других хребтов, служащих водоразделом левых притоков р. Куры, имеет северо-восточное или близмеридиональное протяжение (Гугарац, Иджеванский, Ардагский, Кенацкий хребты). Наиболее высокие отметки Папакарского хребта не превышают 1000 м. Гора Чатин (2248 м) — наивысшая точка хребтов поперечного направления.

Меловые отложения описываемого региона слагают периклинальные части Кечалсарской и Шамшадинской антиклинальных складок, входящих в состав Алавердского и Шамхорского антиклинорийев, и выполняют расположенный между последними Иджеванский поперечный синкли-

нальный прогиб, необращенный синклиниорий, по терминологии А. Т. Асланяна (1958). В ядре Кечалсарской складки выступают отложения нижней и средней юры; северо-восточное крыло сложено верхнеюрскими, верхнемеловыми и эоценовыми отложениями. На северном крыле складки вскрывается крупный Кохб-Шнохский интрузив гранитоидов предсеиноманского возраста. В строении ядра Шамшадинской антиклинали принимают участие породы древнего метаморфического комплекса и нижней юры. В осевой полосе структуры обнажается интрузия плагиогранитов верхнебайос — нижнебатского возраста. Северное крыло складки сложено верхнеюрскими и меловыми породами.

Меловые отложения в северном и северо-восточном крыльях указанных антиклинальных складок образуют крупную моноклираль, погружающуюся в сторону низменности р. Куры и осложненную второстепенной складчатостью северо-восточного простирания.

Нижнемеловые вулканогенные образования (артаминская свита)

Нижнемеловые вулканогенные образования в пределах изученной территории распространены ограниченно. Они протягиваются полосой по северо-северо-восточному крылу Шамшадинской антиклинали, в бассейне среднего течения рек Ахум и Тауш и выделены В. П. Ренгартеном под названием артаминской свиты. В ущелье р. Тауш, у с. Берд свита залегает согласно на оксфорд-киммериджских вулкано-осадочных образованиях; в окрестностях сел Чинчин и Товуз на эродированную поверхность свиты трансгрессивно ложатся конгломератовидные известковистые песчаники сеномана. Указанные соотношения артаминской свиты с вмещающими породами позволили В. П. Ренгартену отнести ее возраст к неокому (валанжин — готериву).

В последние годы эти данные были уточнены как детальными геолого-съемочными работами М. А. Аракеляна и Г. А. Чубаряна, так и фаунистическими находками В. Т. Акопяна (1965). Эти авторы обосновывают нижнетитон-валанжинский возраст артаминской свиты и по существу устраняют имевшиеся противоречия в трактовке этого вопроса.

Аналоги артаминской свиты описаны В. П. Ренгартеном в окрестностях сел Верхний Агджакент и Монашид, по р. Бузулух (Азербайджанская ССР) и у с. Котигюх; представлены они чередующимися пачками туффов, туфопесчаников и др., мощностью от 55 до 180 м. По наблюдениям Ренгартена, во всех этих пунктах предполагаемые аналоги артаминской свиты несогласно перекрыты копалоносной свитой апта. Эти факты дают возможность уточнить верхний возрастной предел свиты.

По геологическому положению и особенностям внутреннего строения эквивалентом артаминской свиты является тапасарская свита титона — среднего валанжина (Акопян, 1958), широко развитая в юго-восточной части Сомхето-Карабахской зоны, на крыльях Кафанского антиклинория, и образующая с верхнеюрскими вулканогенными накоплениями единый верхнеюрский — нижненеокомский комплекс.

Особенности строения артаминской свиты могут быть лучше всего выяснены при изучении ее разрезов в бассейне р. Тауш. Наиболее полный разрез прослеживается по направлению от с. Берд к с. Чинчин и г. Шаркар (рис. 2, колонка 10). Мощность свиты на этом участке 400—460 м, элементы залегания — азимут падения 350° , угол падения $15-20^\circ$. Выше по разрезу они трансгрессивно перекрыты песчаниками с азимутом падения $10-15^\circ$ под углом 10° . В юго-западном направлении мощность свиты значительно сокращается за счет срезания ее верхних горизонтов отложениями верхнего мела.

В результате изучения ряда параллельных пересечений артаминской свиты выявляется ее трехчленное деление. Нижние горизонты свиты,

мощностью около 45—50 м, сложены туфопесчаниками, известняками, залегающими в виде линз, и туфами порфиритов. Средняя часть разреза (150—160 м) характеризуется развитием потоков базальтовых и андезитовых порфиритов, разделенных вулканическими брекчиями и реже туфами. И, наконец, верхние горизонты свиты, имеющие мощность около 200—250 м, состоят преимущественно из грубообломочных вулканических брекчий с подчиненными пачками туфов или лавобрекчий. Брекчии этого горизонта выдержаны по простиранию и четко прослеживаются на значительные расстояния благодаря своему облику и зеленовато-серой окраске.

Для свиты в целом характерна относительная фациальная выдержанность, особенно средних и верхних горизонтов, что делает возможным сопоставление отдельных пересечений. Изменения по простиранию в составе свиты наблюдаются главным образом в нижней части разреза и связаны с выклиниванием пластов осадочных пород и взаимопереходами вулканических брекчий и туфов.

Роль осадочных прослоев в строении свиты незначительна и они сосредоточены в самом ее основании. На различных горизонтах свиты, а также в верхах вулканогенно-карбонатной толщи оксфорд — кимериджа развиты пластовые, реже дайковые тела долерит-порфиритов, которые по пространственному положению, петрографическим и петрохимическим особенностям могут рассматриваться в составе артаминской свиты.

Приведенное описание указывает, таким образом, на резко выраженный перерыв, разделяющий артаминскую свиту и верхнемеловые отложения. Несогласие это регионального значения и соответствует определенной стадии тектонического развития области.

При изучении продуктов вулканической деятельности установлено, что потоки и покровы базальтовых и андезитовых порфиритов, характерные для средней части разреза артаминской свиты, отчетливо прослеживаются на склонах, обращенных к с. Берд, в виде структурных уступов и карнизов на протяжении 7—9 км. Мощность их обычно не превышает 10—15 м. Нижняя поверхность каждого из потоков обозначена обломочным слоем мощностью 1—1,5 м, сложенным рыхлым рассланцованным материалом. В основной части лавовых тел хорошо выражена вертикальная столбчатая отдельность с широкими сглаженными поверхностями; реже отмечается горизонтальная плитчатая отдельность. Верхняя часть потоков представляет собой нагромождение неправильных блоков и глыб размерами до 1 м. Потоки разделены прослоями туфов, вулканических брекчий или сопровождающим каждый поток «обломочным слоем».

Пластовые залежи сложены преимущественно долерит-порфиритами и представлены согласными инъекциями в вулканических брекчиях. Залежи, размещенные в верхах отложений оксфорда — кимериджа, имеют мощность до 50—60 м при протяженности около 1 км. Такое крупное тело описано Г. А. Чубаряном в правобережье р. Ахум, у Цахкаванской ГЭС. Пластовые тела, залегающие в артаминской свите, отличаются несравненно меньшими размерами (мощностью до 6—15 м). Отдельность залежей призматическая, реже плитчатая. Обычно от верхнего контакта пластовых тел отходят тонкие апофизы, углубляющиеся в цемент вмещающих их брекчий.

Дайки долерит-порфиритов встречаются сравнительно редко и отмечены в туфопесчаниках оксфорд-кимериджа на северо-западной окраине с. Берд, вдоль дороги Берд — Навур. Представлены они тремя параллельными телами мощностью 4—6 м и видимой протяженностью до 15—20 м. Азимут падения — СЗ 345° под углом 70—75°. Для них характерна призматическая отдельность, образующая в результате выветривания скорлуповато-сферические формы. Зальбанды даек, шириной 30—40 см, сильно рассланцованы и пересечены тонкими кварцевыми прожилками.

Вулканические брекчии играют в сложении свиты значительную роль и несколько различны на разных горизонтах разреза. В средних частях они мелко-среднеобломочного облика (до 1—5 см), сильно ожелезнены и окрашены в буро-лиловый цвет. На верхних горизонтах размеры обломков достигают 10—17 см; брекчии приобретают яркую зеленовато-серую окраску, обусловленную интенсивной хлоритизацией и селадонитизацией цемента. Форма обломков в брекчиях угловатая, очень редко они имеют сглаженные очертания. Обломки погружены в литокристаллокластический туфовый цемент, вся порода представляет собой крепко сцементированную массу с неправильной, очень редко грубой матрацевидной отдельностью.

Обломочный материал вулканических брекчий представлен андезитовыми порфиритами преимущественно миндалекаменного облика и туфами тех же порфиров.

Приведенная характеристика брекчий позволяет отнести их к типу пирокластических (по классификации Р. Фишера, Fisher, 1960a).

Лавовые брекчии андезитового состава; встречаются относительно редко в виде небольших линз (мощностью 5—6 м), приуроченных к верхним горизонтам вулканических брекчий свиты.

Туфы образуют обычно пачки мощностью 15—25 м. Туфы, залегающие в основании свиты, представлены чередующимися тонкими полосами плотных мелкообломочных разностей с сильно трещиноватыми, более грубообломочными. Ширина этих прослоев колеблется от 2—3 до 8 см. Залегающие выше среди вулканических брекчий туфы представляют собой крепко сцементированные мелкообломочные разности кирпично-красного цвета с тонкой плитчатой отдельностью.

При характеристике условий образования нижнемеловой вулканической серии следует отметить, что накопление вулканического материала в раннем неокоме происходило на отдельных участках Сомхето-Карабахского поднятия и, в частности, на Бердском.

Характерна приуроченность вулканизма титон-нижнеокомского времени к северо-северо-восточному крылу Шамхорской антиклинали, представлявшей длительно и унаследованно развивающуюся положительную структуру. По Р. Н. Абдуллаеву, она уже в среднем байосе по темпу прогибаний значительно уступала смежным участкам Малокавказской эвгеосинклинали, а в верхнем байосе испытала особенно интенсивные поднятия, которые сопровождалась мощными вулканическими извержениями кислой магмы с последующим внедрением субвулканических тел и интрузий плагиигранитов. В оксфорде-кимеридже Шамхорская антиклиналь подверглась значительному раздроблению и по ее северо-восточному и восточному крыльям в условиях мелководного морского режима формируются отложения своеобразной вулканогенно-карбонатной формации. Как показали детальные исследования Р. А. Мандалаяна, последняя сложена чередованием основных, средних эффузивов и их пирокластов с пластами известняков, доломитов и кремнистых пород.

Описанные особенности строения артаминской свиты и, в частности, отсутствие в ее составе нормально осадочных пород и красный цвет эффузивов могут рассматриваться как указания на преимущественно субаэральные условия накопления продуктов интенсивной вулканической деятельности. К такому выводу приходит также В. П. Ренгартен (1959). Значительная эродированность свиты не дает, к сожалению, возможности судить о расположении вулканических центров с помощью метода анализа мощностей. Надо полагать, однако, что локальное развитие свиты и грубообломочный характер пирокластических образований указывают на существование вулканического аппарата центрального типа или ряда их на участке развития свиты, а не на значительном удалении от него, как это предполагает В. П. Ренгартен.

Отмеченные выше факты^{*} согласного налегания артаминской свиты на подстилающую толщу оксфорда—кимериджа свидетельствуют об отсутствии сколько-нибудь значительного перерыва в ходе развития вулканического процесса, начало которого происходило в мелководных морских условиях, а завершающий этап — уже в наземных.

Дальнейшая консолидация Шамхорского антиклинория связана с последующим внедрением неокомских гранитоидов и складчатыми движениями на рубеже нижнего и верхнего мела.

Верхнемеловые вулканогенные образования

Отложения верхнего мела, в противоположность нижнемеловым, развиты в пределах северо-западной части Сомхето-Карабахской зоны исключительно широко и протягиваются непрерывно от пос. Кохба-Ноемберяна на севере до с. Берда на юго-востоке. По А. А. Атабекяну и М. А. Сатиану, верхнемеловые отложения объединяют три формации: терригенную альб-сеномана, эффузивно-осадочную верхнего турона — сantonа и известняковую кампана—маастрихта.

Наиболее интенсивные проявления вулканизма относятся, по А. А. Атабекяну, к коньяк—сantonскому времени. Слабые вспышки вулканических процессов отмечаются уже в сеномане, затухает вулканизм только в нижнем кампане.

На рис. 2 приведены опорные послойные разрезы, иллюстрирующие строение верхнемеловой вулканической серии в пределах структурных элементов, выделенных В. П. Ренгартеном в данном регионе в качестве основных зон осадконакопления в верхнемеловое время — Прикуринской зоне, Иджеванском и Таузском прогибах. Возрастное расчленение разрезов проведено по стратиграфической схеме А. А. Атабекяна и по данным Г. А. Чубаряна.

В Прикуринской зоне наиболее полный разрез верхнемеловых вулканогенно-обломочных образований может быть прослежен на северо-северо-восточном крыле Кечалсарской антиклинали. В основании разреза здесь залегают сеноманские отложения, представленные туфопесчаниками, фельзитовыми туффитами, тонкообломочными туфами кислого состава и нормально осадочными породами. За сеноманом следуют органогенно-детритусовые известняки верхнего турона — нижнего коньяка, сменяющиеся выше туфопесчаниками. Далее к северу от с. Кохб наблюдается налегание вулканогенно-обломочной свиты верхнего коньяка — нижнего сantonа на упомянутые туфопесчаники. Пласты вулканогенных образований этого возраста моноклиinally падают на северо-северо-восток под углом 25—30° и прослеживаются по системе водораздельных гряд широтного простирания, по линии с. Кerpелу — Калача.

Разрезы этих образований для отдельных участков их развития сопоставлены на рис. 2.

Детальное изучение приведенных разрезов показывает, что в составе вулканической серии Прикуринской зоны могут быть выделены следующие комплексы.

1. Комплекс сеноманских фельзитовых туфов, туффитов, переслаивающихся с нормально-осадочными породами. Мощность этого комплекса не превышает 150 м.

2. Комплекс эпикластических обломочных образований и лав основного в среднего состава. Мощность этого комплекса убывает в юго-восточном направлении от 880 м (Кохб) до 410 м (Котигюх). В том же направлении сокращается количество лавового материала.

3. Комплекс верхнесanton-нижнекампанских пирокластических и лавовых образований кислого состава мощностью 135—220 м. Этот комплекс относительно однообразен по простиранию и распадается на две части: нижнюю, сложенную главным образом агломератовыми туфами,

туффитами, туффитовыми песчаниками и конгломератами, и верхнюю, представленную мелкообломочными кристалловитрокластическими туфами с подчиненными пачками бентонитовых и суббентонитовых глин. Наиболее молодыми образованиями, также относящимися к верхнему сантону, являются субвулканические тела (куполы) и потоки липаритовых порфиров (гряда Эль-даг—Кзыл-Кая в разрезе с. Кохб, г. Карачал, Кзыл-Кая, Гюгарчин, Гюазан в разрезах с. Котигюх, Фарахлы и Алпаут). Вывод о верхнесантонском возрасте этих образований, кроме данных стратиграфического порядка, подтверждается также определением абсолютного возраста их образцов калий-аргоновым методом (Багдасарян, Гукасян, Мнацаканян, 1961). По этим данным, сантону отвечают значения абсолютного возраста от 77 до 83 млн. лет.

В пределах Иджеванского прогиба наиболее полные разрезы вулканогенной серии изучены в окрестностях с. Цахкаван, Саригюх, Ачаджур, Хаштарак и у г. Иджеван (см. рис. 2).

Отложения этого возраста характеризуются моноклинальным залеганием с падением на северо-восток под углами 25—30°. На восточных склонах г. Карменял эти отложения налегают на известняки верхней юры.

При сопоставлении разрезов вулканогенной серии Иджеванского прогиба можно отметить следующее.

1. В составе верхнетурон — нижнеконьякского комплекса значительную роль играет вулканический материал, образующий либо примесь в терригенных образованиях (разрез Цахкаван—Саригюх), либо самостоятельные потоки порфиров, пласты туфов или вулканических брекчий (Ачаджур, Иджеван).

2. Верхнеконьяк — нижнесантонский комплекс разделяется, как это отмечает также М. А. Сатян, на нижнюю, терригенную часть, представленную в основном туффитовыми песчаниками, конгломератами и реже мелкими прослоями туфов (Ачаджур, Саригюх), и верхнюю, вулканогенно-обломочную, сложенную почти исключительно вулканическими брекчиями и конгломератами, потоками порфиров и маломощными пачками туфов и туффитовых песчаников. Несколько особое место занимает Хаштаракский разрез, сложенный в нижней части покровными лавами с участием промежуточных лавовых брекчий, иногда туффитовых песчаников, а в верхней — вулканическими брекчиями, включающими ряд небольших потоков базальтового состава. Мощность рассматриваемого комплекса убывает с севера на юг от 280—688 м (Саригюх, Ачаджур) до 140 м (Иджеван). В том же направлении собственно вулканические образования замещаются накоплениями смешанного осадочно-вулканического характера — туффитовыми песчаниками и конгломератами.

3. Верхнесантонские вулканические образования известны лишь в разрезе селения Саригюх. В отличие от одновозрастного комплекса Прикуринской зоны, рассматриваемый комплекс Иджеванского прогиба представлен андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами; продукты кислого состава играют незначительную роль. В юго-восточном направлении мощность верхнесантонских образований сильно сокращается и изменяется их фациальный состав (туффитовые песчаники и конгломераты в разрезе у с. Ачаджур и известняки в бассейне р. Агстев).

В Таузском прогибе верхнемеловые вулканогенные образования наиболее широко развиты в среднем течении р. Ахум и прослеживаются далее на юг в бассейн р. Тауш (см. рис. 2). Их детальное стратиграфическое подразделение проведено М. А. Аракелян и Г. А. Чубаряном.

В бассейне р. Ахум, в окрестностях с. Цахкаван, Ахум и Паравакар, отложения сеномана — нижнего турона залегают трансгрессивно на размытой поверхности артаминской свиты нижнего неокома.

Как это можно видеть на рис. 2, состав и строение вулканогенной серии Таузского прогиба сохраняются примерно такими, как в Прикуринской зоне и Иджеванском прогибе. Серия имеет трехчленное строение. Первая часть, относящаяся к верхнему турону — нижнему коньяку, состоит преимущественно из терригенных образований с подчиненным значением пирокластических. Последние встречаются почти исключительно в разрезе по левобережью р. Ахум. Среди образований верхнего коньяка — нижнего сантона обособляются два горизонта вулканических пород, характеризующиеся различным составом продуктов. В обоих приведенных разрезах нижний горизонт сложен вулканическими брекчиями, потоками и покровами лав от базальтовых до андезитовых. Как в Прикуринской зоне и Иджеванском прогибе, количество лавового материала здесь сокращается с убыванием мощностей (от 633 м в Ахумском разрезе до 368 м в Таузском).

В сложении верхнего горизонта для разрезов по рекам Тауш и Ахум намечаются существенные отличия. В первом пункте преобладают кислые пирокластические образования (агломератовые туфы, трассы и своеобразные туфоконгломераты) и лавы. Во втором разрезе роль кислых продуктов, слагающих самые верхи разреза, относительно невелика; последние представлены здесь, наряду с липарито-дацитовыми лавами, агломератовыми туфами незначительной мощности. Горизонт сложен в основном вулканическими брекчиями и туфами основного состава.

Сравнительная характеристика строения вулканических серий Прикуринской зоны, Иджеванского и Таузского прогибов

На основе детально разработанного многими исследователями стратиграфического расчленения верхнемеловых отложений возможно сопоставление вулканогенных образований Прикуринской зоны и Иджеванского и Таузского прогибов.

Изучение разрезов и внутреннего строения вулканогенной серии позволило выделить в ее составе три крупные ассоциации горных пород, подчеркивающие последовательность развития вулканического процесса во времени.

Комплекс туфитовых песчаников, туффитов, вулканомиктовых брекчий и туфов андезито-дацитового и дацитового состава, относящийся к верхнему турону — нижнему коньяку, обособляется в пределах Иджеванского и Таузского прогибов. Одновозрастные образования Прикуринской зоны представлены нормально осадочными породами с небольшой примесью вулканического материала.

Наибольшей мощности указанный комплекс достигает в разрезах с. Ачаджур (160 м) и по р. Ахум (276 м). В первом преобладают туфитовые песчаники, включающие поток долеритовых порфиринов и пласт витролитокристаллокластических туфов андезито-дацитового состава. В левобережье р. Ахум облик этих образований несколько изменяется: существенное значение приобретают вулканомиктовые брекчии, песчаники и конгломераты, содержащие маломощные прослои кристаллокластических туфов дацитового состава. В разрезах с. Саригюх и на левобережье р. Тауш, где сокращаются мощности этих образований, преобладают туфовые песчаники и мелкогалечные конгломераты.

Комплекс пород верхнего коньяка — нижнего сантона, широко развитый в пределах трех структурных зон, представляет собой сложное фациальное сочетание (в том смысле, который придает этому термину Шатский, 1960) вулканических брекчий и конгломератов, туффитовых песчаников, туфов и лав основного и среднего состава. Мощность пород этого комплекса резко изменчива: убывает с северо-запада на юго-восток от 880 м в разрезе с. Кохб до 410 м в окрестностях с. Котигюх, где в связи с антиклинальной тенденцией развития этого участка (Сатиан,

1959) разрез комплекса сокращенный. Далее на юг, в Иджеванском прогибе, мощность его вновь возрастает до 688 м в разрезе с. Ачаджур, у с. Хаштарак достигает 458 м, у г. Иджевана резко сокращается до 140 м. В пределах Таузского прогиба также отмечается сокращение мощности образований этого возраста в южном направлении: она составляет 633 м в левобережье р. Ахум и 368 м по р. Тауш.

Количественные соотношения обломочных и лавовых разностей в составе комплекса непостоянны и колеблются в различных разрезах и на разных горизонтах одного разреза. Так, нижние горизонты Кохбского разреза сложены в основном вулканическими брекчиями с отдельными горизонтами и маломощными потоками базальтового состава и небольшими линзами туффитовых песчаников. В средней части разреза возрастают мощности отдельных потоков; при переходе к более высоким горизонтам количество лавового материала увеличивается до почти полного исчезновения обломочного. В разрезах у сел. Котигюх, Саригюх и Ачаджур обломочные разности постоянно преобладают над лавовыми, хотя вверх по разрезу возрастает роль лавовых потоков и покровов. Обратные соотношения устанавливаются, как уже было отмечено, лишь в разрезе с. Хаштарак. В Иджеване в строении комплекса основную роль играют уже туфопесчаники с вулканическими брекчиями и конгломератами; потоки порфиринов крайне редки. Для обоих разрезов Таузского прогиба общим является преобладание в нижних частях вулканических брекчий, сменяющихся далее потоками и покровами лав с отдельными горизонтами вулканических брекчий, которые вновь начинают преобладать в верхах разрезов. Необходимо отметить, что туффитовые песчаники и вулканические конгломераты, характерные для Ахумского разреза, особенно нижних и средних его горизонтов, почти полностью отсутствуют в разрезе по р. Тауш.

Таким образом, при сопоставлении данных по разрезам обнаруживаются значительные фациальные изменения комплекса, выразившиеся, как уже отмечалось для отдельных структурных зон, в сокращении количества лавового материала с убыванием мощностей и постепенным замещением вулканических брекчий накоплениями смешанного осадочно-вулканогенного характера.

Анализ приведенного материала позволяет в самых общих чертах говорить о двучленном строении комплекса, обусловленном преобладающим развитием вулканических брекчий и конгломератов в нижних и средних горизонтах разрезов и лав — в верхних. Устанавливается, таким образом, смена взрывных извержений излияниями лав без сколько-нибудь значительной паузы между этими явлениями. Последовательная смена продуктов вулканической деятельности внутри комплекса выражена в отдельных зонах по-разному. В Прикуринской зоне базальтовые лавы сменяются андезитовыми и последние — вновь базальтовыми. Это четко устанавливается на примере Кохбского разреза. В разрезе с. Котигюх андезитовые потоки не известны, но нижние горизонты его прорваны субвулканическими образованиями этого состава, которые, по-видимому, по времени образования отвечают периоду излияния андезитов в районе с. Кохб. В пределах Иджеванского прогиба лавы базальтового состава изливались в течение всего времени формирования комплекса. В Таузском прогибе отмечается смена потоков базальтового состава андезитовым.

Третий комплекс вулканических образований исследуемого района отличается наибольшей пестротой фаций. Он отделяется от описанного выше комплекса местными несогласиями, представляющими внутриформационные явления.

В Прикуринской зоне этот комплекс объединяет верхнесантон—нижнекампанские кислые вулканические продукты, в составе которых преобладают пирокластические образования и подчиненную роль играют ли-

паритовые лавы. Эти продукты развиты на отдельных участках и сменяются часто осадочными образованиями. Аналогичный комплекс пород, слагающий верхние горизонты вулканогенной серии Таузского прогиба, относится к нижнему сантону. Последовательность извержений кислых вулканических продуктов на разных участках их развития намечается по-разному, но обычно выбросы рыхлого обломочного материала, образование разнообразных туфов, преимущественно агломератовых, предшествуют излияниям лав. На отдельных участках (с. Кохб, р. Тауш) вслед за лавами или почти одновременно с ростом экструзивов выбрасываются массы пеплового материала.

В пределах Иджеванского прогиба третий комплекс вулканогенных образований, относящийся к верхнему сантону, представлен в основном андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами и относительно более молодыми долеритовыми порфиритами. К верхнему сантону относятся также тела липаритовых порфиров, развитые к востоку от с. Саригюх, на участке Кардан, и располагающиеся на границе Иджеванского прогиба с Прикуринской зоной.

Продукты вулканической деятельности

Верхнемеловая вулканогенная серия северо-западной части Сомхето-Карабахской зоны объединяет разнообразные типы пород, относящиеся к эффузивной, субвулканической и жерловой фациям. В ее составе участвуют пирокластические и эпикластические породы, потоки и покровы лав, пластовые залежи, дайки, вулканические куполы. Имеющийся материал о внутреннем строении вулканогенной серии позволяет выяснить взаимоотношения между отдельными типами пород внутри выделенных возрастных комплексов.

1. Комплекс андезито-дацитовых и дацитовых туфов (верхний туфон—нижний коньяк).

Породы комплекса встречаются в пределах Иджеванского и Таузского прогибов. Представлены они главным образом спекшимися пепловыми туфами игнимбритового облика, со столбчатой крупно-блоковой отдельностью. По внешним признакам выделяются следующие разновидности: а) афанитовые пепловые туфы с небольшим количеством обломков, б) туфы, содержащие большое количество обломков пород, минералов и стекла.

2. Комплекс эффузивов и брекчий основного и среднего состава (верхний коньяк — нижний сантон).

3. Комплекс кислых вулканических образований (верхи нижнего сантона, верхний сантон, частично нижний кампан).

4. Комплекс средних и основных эффузивов (верхний сантон).

1 и 2 комплексы представлены следующими фациями.

Лавовая фация. Потоки и покровы при сравнительно небольшой мощности (от 5—10 м до 25 м) имеют значительную протяженность по простиранию (3—3,5 км) и обычно отчетливо выделяются в рельефе. Сложены базальтовыми, долеритовыми и андезитовыми порфиритами. Плоскости ограничения лавовых потоков неровные, извилистые, но следуют одна за другой более или менее параллельно. Обычно по нижним контактам потоков развивается тонкоплитчатая отдельность, за которой следует правильная столбчатая или призматическая. Сравнительно реже в потоках отмечается пластовая отдельность, обусловленная развитием параллельных трещин. Верхние части потоков характеризуются неправильной глыбовой отдельностью. Потоки обычно имеют выдержанную мощность, раздувы и расширения относительно редки, и в них тогда наблюдается веерообразная или розетковидная отдельность.

Контакты потоков, особенно верхние, сопровождаются обычно мандельштейновой оторочкой, связанной постепенными переходами с

основной частью лавового тела. В покровах отдельные потоки разделены отмеченными мандельштейновыми зонами или лавовыми (а также вулканическими) брекчиями, постоянно содержащими крупные миндалины и секреции.

Среди маломощных потоков базальтового состава выделяется иной морфологический тип — линзовидные тела, не превышающие обычно по мощности 5—13 м. Они залегают в виде коротких лавовых языков среди вулканических брекчий и особенно характерны для саригюхского разреза, верхних горизонтов ахумского, низов всех остальных. Им свойственна мелкоглыбовая, иногда совершенно неправильная отдельность. Сложены они базальтовыми оливиновыми порфиритами, часто миндалекаменной текстуры.

Субэффузивная фация. Породы, аналогичные по составу потокам и покровам, слагают также пластовые залежи (Кохб, Котигюх, Паравакар). В ряде случаев, однако, решение вопроса о принадлежности того или иного тела к пластовому или потоку затруднительно. Наблюдения над верхними контактами пластовых тел обнаруживают нередко небольшие апофизы, внедряющиеся породы, в то время как потоки имеют на этих участках мандельштейновое сложение. Мощность пластовых тел 5—40 м. Морфология залежей базальтового состава зачастую довольно сложна — это ряд маломощных пластовых тел, соединяющихся между собой дайкообразными перемычками и разделенных вулканическими брекчиями или миндалекаменными порфиритами (много-русные залежи).

Простые пластовые тела обычно маломощны (5—10) и кулисообразно переходят с одного горизонта на другой. По простираанию пластовые тела прослеживаются на 200—300 м. В дайкообразных перемычках отчетливо выраженная система трещин отдельности подчеркивает характер их залегания.

Простые залежи обычно встречаются на различных горизонтах разрезов. Многорусные пластовые залежи приурочены к определенным горизонтам — контактам отдельных крупных пачек, что отмечается также Г. А. Чубаряном.

Характер контактов описываемых силлов свидетельствует об относительной легкости проникновения магмы между слоями и значительной проницаемости вмещающей толщи в момент их внедрения. Это хорошо согласуется с фактами, свидетельствующими о близости времени внедрения пластовых тел и формирования коньяк — нижнесантонской вмещающей эффузивно-обломочной толщи, породы которой к моменту внедрения силлов еще не успели уплотниться.

Дайки. Характерная особенность даек — почти повсеместное распространение их на нижних горизонтах рассматриваемого комплекса, среди вулканических брекчий и туффитовых песчаников. Особенно часто они встречаются в окрестностях сел Кохб, Ачаджур, Паравакар. По форме это крутопадающие или вертикальные тела длиной 25—30 м. Мощность их не превышает 1,5—4 м. По левому борту р. Новери-дзэр к востоку от с. Ачаджур наблюдались изгибающиеся в плане дайки с изменчивой мощностью, частыми пережимами и раздувами. Сложены дайки полнокристаллическими разновидностями базальтов — оливиновыми диабазами или долерит-порфиритами, имеющими нередко миндалекаменный облик.

От описанных небольших даек, которые по геологическому положению и наблюдаемым иногда переходам в потоки базальтов можно рассматривать как корни излияния последних, следует отличать более крупные секущие тела дайкообразной формы. Они немногочисленны, внедряются обычно по разломам, секут различные горизонты комплекса и по времени образования могут быть увязаны с описанными уже пла-

стовыми залежами. Это значительно менее распространенный тип даек. Примером их может служить мощная дайка к юго-востоку от с. Товуз, имеющая простираение 270° . Мощность ее 8—10 м, протяженность 500—600 м. Она выражена в рельефе в виде гряды с четкой призматической отдельностью и внедрилась по крутому разлому, сместившему отложения сеномана, верхнего турона — нижнего коньяка и нижние-средние горизонты верхнего коньяка — нижнего сantonа. По петрографическому составу дайка отвечает широко развитым в разрезе по р. Тауш покровным плагиоклазовым долерит-порфиритам. Ряд крупных даек в бассейне р. Ахум относится также к описанному типу.

В пределах комплекса развиты также субвулканические тела андезитового состава, известные из окрестностей сел Кохб, Котигюх и Кущи-Айрум — Мазамлы. По-видимому, более вязкая магма обусловила и более сложную морфологию этих образований.

Изучение контактов субвулканического тела в окрестностях с. Кохб показало, что положение одного из них в различных частях изменяется от почти согласного с напластованием вмещающих брекчий до секущего; второй контакт секущий, круто падающий. Соответственно плоскостям контакта внутри тела распределяется система трещин отдельности.

Субвулканические образования окрестностей сел Котигюх и Кущи-Айрум выделены впервые А. А. Атабекяном под названием экструзивных и отнесены им к верхнему коньяку — нижнему сantonу.

Наши наблюдения подтвердили правильность определения геологического положения и возраста этих субвулканических образований и вместе с тем позволили установить их морфологию.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что массивы Шох-Ахпюр и Шиш-Сар в районе с. Котигюх (рис. 3, а, б) представляют единое дайкообразное тело, круто падающее на восток и характеризующееся отчетливой столбчатой отдельностью. Протяженность его свыше 600 м. На юге его мощность 350 м, а на севере примерно 100 м. Оно внедрилось, по-видимому, по близмеридиональному разлому, смещенному от линии Шиш-Сар — Шорахпюр на запад, по которому вулканические брекчии верхнего коньяка — нижнего сantonа контактируют с верхнеюрскими известняками. У подножия г. Шиш-Сар наблюдается ряд небольших даек, отходящих от массива и прорывающих вулканические брекчии.

Субвулканическое тело мощностью 200—220 м, обнажающееся по левому борту речки Кущи-Айрум, резко контактирует на западе с верхнеюрскими порфиритами, сильно измененными и обеленными. С отложениями сеномана, обнажающимися по северному и юго-западному краям, тело имеет согласные контакты, осложненные апофизами (рис. 4, а, б). Далее в районе Мазамлы отмечаются небольшие штоки андезитовых порфиритов с вертикальными стенками и столбчатой отдельностью. В субвулканическом теле сел Кущи-Айрум и Мазамлы основным морфологическим элементом является согласная пластовая инъекция, сочетающаяся с секущими массивами — мелкими штоками.

Вулканокластическая фация. Лавовые брекчии базальтового состава развиты сравнительно ограниченно и встречены в котигюхском и хаштаракском разрезах. Образуют самостоятельные потоки (Котигюх) или встречаются небольшими участками, разделяющими отдельные потоки лав (Хаштарак). Состоят лавовые брекчии из включений разнообразных размеров (7—12 см) и формы, неясно оконтуренных и как бы сливающихся с цементирующей лавовой массой. Характерная особенность этих образований — сходный петрографический состав включений и цемента, а наблюдаемые между ними различия сводятся к некоторым структурным признакам.

Вулканические брекчии составляют основную часть разреза комплекса в каждой из указанных структурных зон и имеют преимущественно базальтовый — андезито-базальтовый, реже андезитовый состав (села

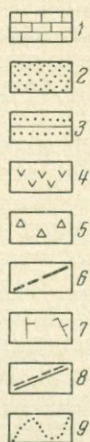
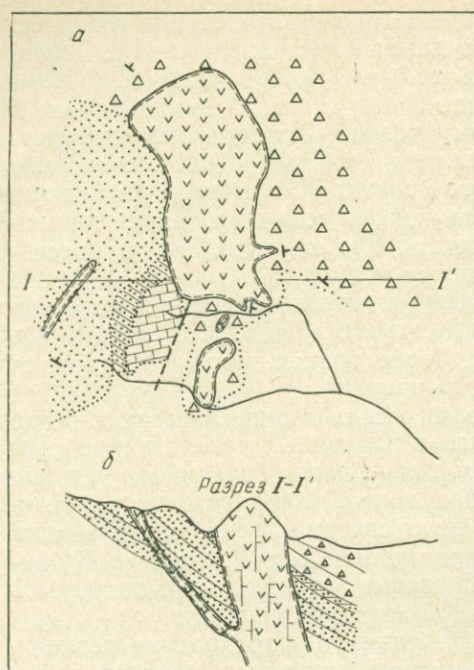


Рис. 3. Схематическая геологическая карта (а) и разрез (б) субвулканического тела окрестностей с. Котигуях

1 — известняки (юра); 2 — туфопесчаники (сеноман); 3 — известковистые и туфитовые песчаники (верхний турон — нижний коньяк); 4 — плагиоклазовые андезиты; 5 — вулканические брекчии (верхний коньяк — нижний сантон); 6 — разлом; 7 — отдельность; 8 — границы субвулканического тела; 9 — границы свит

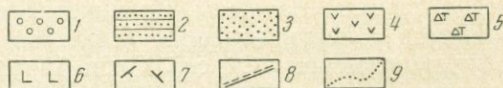
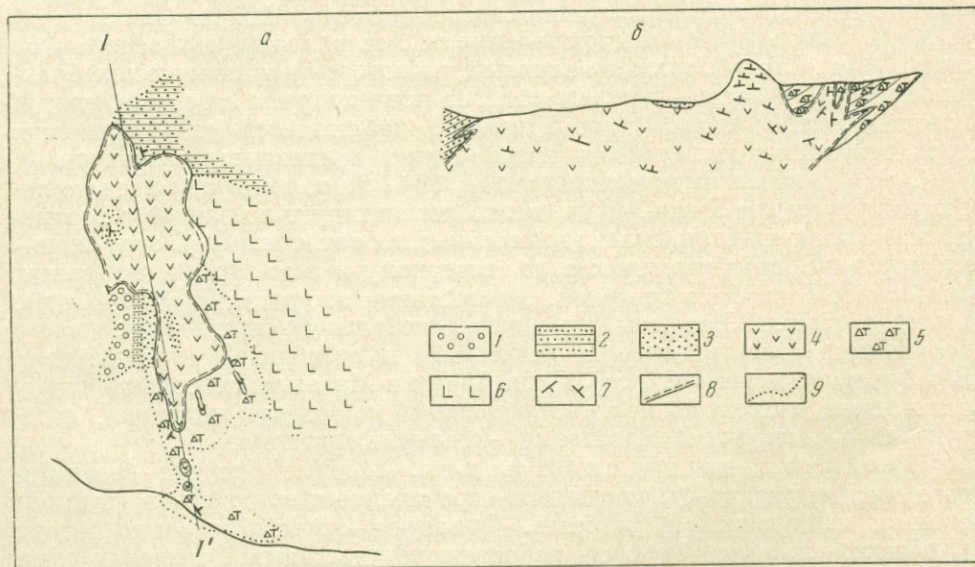


Рис. 4. Схематическая геологическая карта (а) и разрез (б) субвулканического тела окрестностей с. Куши-Айрум

1 — песчаники (альб); 2 — известковистые и туфовые песчаники (сеноман); 3 — туфопесчаники (верхний турон — нижний коньяк); 4 — плагиоклазовые андезиты; 5 — вулканические брекчии (верхний коньяк — нижний сантон); 6 — известняки и известковистые туфиты (верхний сантон); 7 — отдельность; 8 — границы субвулканического тела; 9 — границы свит



Рис. 5. Вулканические конгломераты. Кохбский разрез, южный склон г. Конд

Куши-Айрум, Мазамлы). По некоторым особенностям среди вулканических брекчий выделяются два типа.

Первый тип, характерный для всех разрезов Прикуринской зоны и Иджеванского прогиба, а также нижних горизонтов Ахумского разреза, представляет собой массу угловатых слабоокатанных обломков разнообразных по текстуре порфириров, сцементированных туффитово-песчаным материалом. Цемент брекчий зачастую интенсивно цеолитизирован и содержит мелкие гнезда и тонкие прожилки белых цеолитов. Окраска брекчий фиолетово-серая, лиловая или красноватая вследствие ожелезнения. Размеры обломков колеблются от 5—6 см до глыб в 0,5 м в поперечнике; обломки количественно преобладают над цементирующей массой и имеют неправильную форму. Вследствие сравнительно слабой цементации при выветривании поверхность брекчий приобретает комковатое строение. Для них характерны также грубая слоистость и отдельность по типу матрацевидной, частая перемежаемость с небольшими линзами и пластами песчаников, сходных по минералогическому составу (Сатиан, 1959) с цементом брекчий. Обычно сортировки обломков по степени окатанности и составу не наблюдается. Сравнительно редко отмечается смена грубообломочных брекчий вверх по разрезу более мелкообломочными разностями и далее туффитовыми песчаниками, на которые налегают обычно потоки лав (Ачаджур, Ахум). Встречающиеся среди вулканических брекчий отдельные пласты и линзы конгломератов (рис. 5) прослеживаются по простиранию не более 15—20 м. Обломки в их составе отличаются сравнительно меньшими размерами (3—7 см); иногда они достигают размера глыб. Эти образования связаны с брекчиями взаимопереходами как в вертикальном направлении, так и в горизонтальном. Выделяются, кроме того, промежуточные разности — вулканические брекции — конгломераты и конгломерато-брекции, содержащие примерно равное количество и угловатых и окатанных обломков. Среди обломочной части брекчий и конгломератов преобладают миндалекаменные (цеолит-хлоритовые), первоначально пористые разности базальтовых и андезитово-базальтовых порфириров, что указывает на значительные по количеству выбросы шлакового материала в процессе

вулканической деятельности. Сравнительно часто встречаются также стекловатые разности и обломки плотных базальтовых и долеритовых порфиритов.

Второй тип вулканических брекчий, характерный для комплекса р. Тауш и верхних горизонтов Ахумского разреза, отличается от первого сравнительным однообразием состава и размера включений, не превышающих 2—7 см. Цвет брекчий буровато-красный, фиолетово-серый, обусловленный интенсивным ожелезнением как обломков, так и цемента. Форма обломков преимущественно угловатая, остроугольная, без следов окатанности. Они плотно сцементированы туфовым цементом, пропитанным гидроокислами железа. Обломки тесно прилегают один к другому, слагая большую часть породы. Отдельность брекчий неправильная; слоистости и признаков сортировки нет. Другое отличие от первого типа брекчий — частое чередование с мандельштейнами и туфами порфиритов и почти полное отсутствие линз туффитовых песчаников и вулканических конгломератов. В обломочной части встречаются миндалекаменные и массивные плотные разности базальтовых порфиритов, а также туфы порфиритов.

Указанные различия между обоими типами вулканических брекчий связаны, несомненно, с различием в способе их образования. Многие исследователи (Lacroix, 1906; Wentworth, and Williams, 1932; Anderson, 1933; Заварицкий, 1941; Пийп, 1941; Лебедев, 1950; Беммелен, 1957; Fisher, 1958, 1960 а, б, 1961; Шилов, 1958; Ротман, 1960, 1963, и др.) особо подчеркивают значение изучения вулканических брекчий как образований отражающих характер вулканической деятельности и условия отложения материала вулканических извержений. Обзор предлагаемых различными исследователями классификаций приводится в работе В. К. Ротмана (1963) и поэтому здесь нет необходимости подробно останавливаться на этом вопросе. Отметим только, что наиболее детальная классификация вулканических брекчий разработана Р. Фишером (Fisher, 1958, 1960 а, б), который по способу образования обломочного материала и с учетом его дальнейшего перераспределения выделяет автокластические, пирокластические и эпикластические брекчий; для каждой из этих групп характерны свои разновидности.

Среди описанных нами верхнеконьяк-сантонских брекчий первый тип относится к эпикластическим, переходным от лахаровых к отложенным водой брекчиям (Fisher, 1958, 1960а, б) или к туффитовым брекчиям (Быковская и др., 1962). Второй тип брекчий обнаруживает сходство с пирокластическими, выделяемыми во всех классификациях. Р. Фишер отмечает, что критерием для отличия пирокластических брекчий от эпикластических должны служить также особенности цементирующей массы — песчанистой в эпикластических и туфовой — в пирокластических. К этому необходимо добавить, что характер перемежающихся с брекчиями пород также должен указывать на принадлежность брекчий к определенному типу. Нами уже отмечалось, что вулканические брекчий первого типа (отложенные водой) тесно ассоциируют с вулканическими конгломератами и туффитовыми песчаниками, сходными с цементом брекчий. В то же время брекчий второго типа, относимые к пирокластическим, содержат прослои таких пород, как туфы порфиритов или мандельштейны.

Охарактеризованные нами образования, отложенные водой, имеют много сходных черт с описанными В. Н. Шиловым (1958) среднемиоценовыми вулканогенными отложениями Чеховского района Южного Сахалина и кирганинской свитой позднемиоценового возраста, детально изученной В. К. Ротманом (1963) в пределах Срединного хребта Камчатки. Представления указанных авторов о происхождении этих образований приемлемы, на наш взгляд, и для объяснения генезиса вулканических брекчий первого типа. Образование их шло в мелководных морских ус-

ловиях путем накопления грубообломочного материала на склонах вулканических островов, возникших вокруг отдельных центров извержений. Постепенно сползая вниз, материал этот отлагался в прибрежной морской зоне, смешиваясь и цементируясь материалом абразивного происхождения. Появление линз и пластов конгломератов и песчаников среди брекчий следует, видимо, связывать с некоторым ослаблением вулканической деятельности и возникновением условий для перемыва и перераспределения обломочного материала.

Второй тип вулканических брекчий образовался, по-видимому, в результате цементации первоначально рыхлого мелкообломочного и пеплового материала при частой смене эффузивной и взрывной фаз вулканической деятельности и почти полного отсутствия водного переноса.

Туфы порфиритов базальтового — андезито-базальтового состава встречаются относительно редко. Исключение составляет разрез по р. Тауш. Представлены они небольшими прослоями (0,5—2,5 м) среди вулканических брекчий обоих типов, однако более характерны для пирокластических брекчий.

Туфитовые песчаники связаны с эпикластическими брекчиями и конгломератами постепенными переходами. Образуют линзы мощностью 2—5 м. Для них характерны сероватый, иногда красновато-лиловый цвет и нечеткая слоистость; М. А. Сатиан описывает также косую слоистость. Сложены песчаники крупно- или среднезернистым неотсортированным материалом и состоят из угловатых обломков эффузивных пород. Комплекс кислых вулканических образований представлен следующими формациями.

Пирокластическая фация. Агломераты развиты на нижних горизонтах комплекса в разрезах с. Кохб, по р. Тауш и у с. Лалигюх. Мощность отдельных пластов агломератов составляет 25—30 м, иногда 60 м. Это грубообломочные образования с размерами обломков от 1 до 5—6 см, розовато-желтого, кремового, буровато-красного цвета. Форма обломков угловатая, неправильная, иногда изометричная; представлены они липаритовыми порфирами и туфами того же состава. Обломки не отсортированы и крепко сцементированы литокристаллокластическими туфами липарито-дацитов.

Мелкообломочные (витрокристаллокластические и фельзитовые) пепловые туфы приурочены преимущественно к верхним горизонтам комплекса и имеют характерную зеленовато-голубую, беловатую окраску. Они образуют сравнительно протяженные пласты мощностью 15—25 м и относятся в районе с. Кохб к нижнему кампану, в окрестностях сел Котигюх и Алпаут — к верхнему сantonу. На этих участках туфы нередко изменены и превращены в суббентонитовые и бентонитовые глины, залегающие в виде маломощных линз и прослоев. В бассейне р. Тауш эти туфы описаны Ш. А. Азизбековым и Г. А. Керимовым (1941) под названием трассов. Они образуют здесь серию пластов различной мощности (15—35 м) в самых верхних горизонтах комплекса и устанавливаются также в отложениях верхнего сantonа (трассы Абастапинского участка).

Для трассов отмечается также секущая форма залегания: две маломощные (40—50 см) дайки наблюдались нами на восточном склоне г. Саккал и более мощная (до 1 м) — на западном склоне возвышенности Шиш-тапа. Протяженность их невелика. Эти тела прорывают агломератовые туфы, имеют четкие крутопадающие контакты и характерную вертикальную остроугольную отдельность. Обломочное строение их выражено нечетко; представлены они спекшимися туфами литоидного облика. Лавовые брекчии липаритового состава распространены ограничено и, наряду с липаритовыми порфирами, участвуют в сложении вулканических куполов, в которых образуют небольшие по мощности (0,2—0,5 м) неправильные жилородные тела с закаленными контактами, а

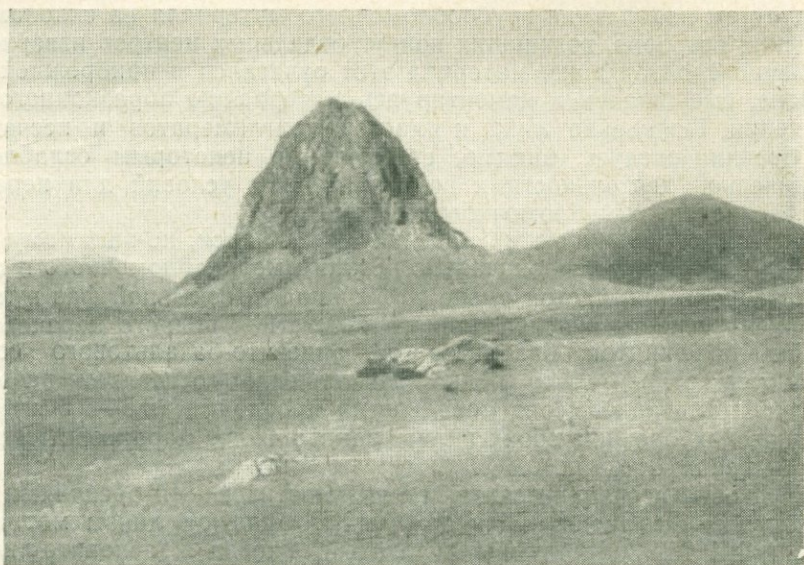


Рис. 6. Купол Гюазан (восточная часть)

также служат цементом крупнообломочных эруптивных брекчий. Это лавы неоднородного строения с заключенным в них обломочным материалом липаритовых порфиров или более древних андезитовых порфиров (купол Гюазан) и вкрапленников минералов.

Лавовая и субэффузивная фации. Обсидиан-перлиты образуют маломощные потоки, обнажающиеся на склонах гор. Учгюль и Мровул. Залегают они на кристалло-витрокластических туфах и перекрываются потоками флюидалных липаритовых порфиров. Протяженность потоков перлитов около 700—800 м, мощность порядка 8—12 м. В них хорошо выражена параллелепипедальная, призматическая отдельность местами со сглаженными гранями призм. Потоки неоднородного строения сложены смоляно-черными обсидиан-перлитами и буровато-коричневыми стекловатыми обособлениями, распределение которых в теле потока неравномерно.

Потоки и экструзивы липаритовых порфиров. В 8—8,5 км к северу от с. Кохб липаритовые порфиры слагают поток, отчетливо выраженный в рельефе в виде скалистой гряды. Она протягивается на 3—3,5 км от вершины Кзыл-Кая (957,6 м) до высоты 960,6 м. Поток значительно эродирован и расчленен узкими скалистыми ущельями. Мощность его составляет около 100—110 м.

В левобережье р. Джога, к северу от сел Абасбейли и Алпаут, сохранились центры извержений кислых вулканических продуктов, которые представляют собой сильно размытые вулканические аппараты куполообразной формы. Это горы Гюазан, Гюгарчин, Кзыл-Кая и Карачал. Эти аппараты были ранее описаны В. И. Славиным (1947), Р. Н. Абдуллаевым (1958) и др.

Самый крупный вулканический аппарат этой группы, Гюазан, расположен на левом берегу р. Джога, к северу от с. Абасбейли. В виде монолитной скалы купол воздымается над окружающим мелкосопочником и заметен на большом расстоянии (рис. 6). Впервые г. Гюазан как центр извержений «кислых порфиров» описана в работе К. Н. Паффенгольца (1934). Купол имеет в плане почти правильную округлую форму с диаметром основания 250—300 м. Высота его около 200 м. Таким образом, отношение высоты купола к диаметру составляет примерно $\frac{2}{3}$ ¹.

¹ Приводимые здесь и далее значения отношения высоты купола к основанию имеют ориентировочное значение, поскольку эти образования значительно эродированы.

Липаритовые порфиры, слагающие купол, имеют четко выраженную флюидалность, ориентированную по плоскости с наклоном от $80-85^\circ$ в центре до $70-75^\circ$ в краевых частях. В. И. Славиним (1947) купол отнесен к типу веерообразных согласно терминологии Вильямса (Williams, 1932).

Аналогичное строение имеет расположенный к северо-востоку несколько меньший по размерам купол Гюгарчин, выделенный Р. Н. Абдуллаевым (1958). На стенках вертикальных обрывов в привершинной части купола отмечается беспорядочная или веерообразная ориентировка флюидалности, что, по-видимому, можно связать с выжиманием дополнительных порций лавы, происходившим в заключительную фазу формирования купола.

С этим куполом можно связать поток липаритовых порфиров мощностью до 20 м и протяженностью до 800 м, сохранившийся непосредственно к юго-востоку на пологой возвышенности Мровул.

Купол Кзыл-Кая расположен в 3—4 км к северо-востоку от г. Гюгарчин. Высота его достигает 70—75 м. Характерной отличительной чертой его строения является наличие двух систем трещин отдельности: относительно пологих трещин, повторяющих очертания купола, и радиальных — крутопадающих (рис. 7); флюидалность проявлена слабо.

К северу от купола по направлению к часовне Сурп-Саркис (928 м) прослеживается поток липаритовых порфиров, отделенный от купола небольшой седловиной и выраженный в рельефе в виде скалистого уступа с отвесными стенками, расчлененными узкими оврагами; он достигает в длину примерно 600—700 м. На г. Сурп-Саркис он перекрывается известняками кампана. Поток располагается типсометрически выше купола Кзыл-Кая, и его излияние, вероятно, предшествовало формированию купола и происходило из кратера первоначального вулкана высотой, во много раз превосходящей высоту купола.

В отличие от вышеописанного, экструзивное тело кварцевых липаритовых порфиров, слагающее г. Карачал, по морфологическим особенностям (протяженность 1200—1300 м при ширине 60—70 м, отсутствие флюидалности, глыбовое строение и т. д.) отвечает скалистым куполам по терминологии В. И. Влодавца (1954) или экструзивным хребтам по терминологии Р. Лейдена (Leyden, 1936).

По левобережью р. Тауш Р. Н. Абдуллаевым (1958) и В. И. Славиним (1947) описано несколько куполов, сложенных роговообманковыми липаритовыми порфирами, из которых наиболее значительные Кер-Оглы, Кзыл-Кая, Саккал и др. Последний характеризуется концентрически-скорлуповатым, луковичным строением (рис. 8). Высота его порядка 120—130 м; отношение $H:D=1:6$. В привершинной части описываемый купол прорезается дайкой стекловатого гиперстен-роговообманкового липарита мощностью 2 м. По южному и юго-восточному контактам купол прорывает агломератовые туфы и трассы; на его северном и северо-западном склонах наблюдается прислонение к эффузивам известняков верхнего сантона. По восточному контакту купола развиты эруптивные breccии крупнообломочного облика.

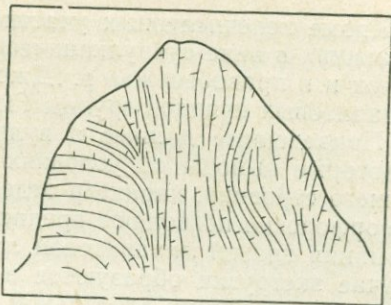


Рис. 7. Трещины отдельности в куполе Кзыл-Кая (Казах.)

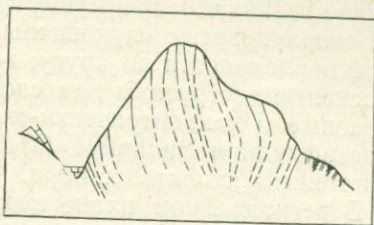


Рис. 8. Схема ориентировки флюидалности в куполе Саккал

Кроме перечисленных участков, выходы липаритовых порфиров, залегающих в виде субвулканических тел, известны в окрестностях с. Лалигюх и в правобережье р. Джогас, на южном продолжении выходов липаритовых куполов группы Гюазан.

Приведенные данные о вулканических куполах позволяют сделать некоторые выводы об условиях их образования. Особенности их внутреннего строения, характер отдельности, следы вертикального движения и морфология позволяют предполагать образование их в результате выжимания вязкой липаритовой лавы из вертикальных каналов. В одном случае экструзии образуются в центрах вулканических извержений на конечных этапах их длительной истории формирования (купола Гюазан, Гюгарчин, Кызыл-Кая, купола левобережья р. Тауш), в другом — внедряются по трещинам преимущественно северо-западного простирания (район с. Кохб, г. Карачал, участок Кардан). Соответственно в первом случае возникают преимущественно веерообразные, реже концентрически-скорлуповатые «луковичные» структуры, связанные с распределением флюидальности по кругу; во втором случае образуются скалостые и массивные экструзивы или сложные сочетания даек с потоками. Веерообразные и концентрически-скорлуповатые купола следует относить по классификации Вильямса (Williams, 1932) и Лейдена (Leyden, 1936) к эндогенным куполам напора.

В региональном плане выходы липаритовых куполов и лав приурочены к зоне Предмалокавказского глубинного разлома и прослеживаются от с. Верхнее Кerpелу на северо-западе до окрестности сел Ажанлы и Мюльккы на юго-востоке. Купола Гюазан, Кызыл-Кая, Кероглы и несколько более мелких контролируются оперяющими региональную структуру разломами.

Четвертый комплекс развит исключительно в пределах Иджеванского прогиба и образовался в результате излияния андезитовых и андезитобазальтовых лав на сравнительно небольшом участке — в окрестностях сел Саригюх и Севкар. Он представлен последовательно залегающими потоками этих лав, разделенных прослоями нормально осадочных пород и литокристаллокластических туфов кислого состава, а также дайками андезитобазальтовых порфиритов.

Мощность отдельных потоков достигает 30—40 м, они протягиваются по простиранию на 5—6 км. В потоках хорошо развита система призматической, столбчатой отдельности с нормальным расположением призм к плоскости контакта. Часто при выветривании образуются концентрически скорлуповатые, шаровые формы.

Двупироксеновые андезитобазальтовые порфириты, обнажающиеся на месторождении бентонитовых глин (участки Гиланк и Котрацнов), слагают потоки с очень неровной верхней поверхностью и частыми раздувами и расширениями.

На расширенных участках потоков столбчатая отдельность переходит в розетковидную или веерообразную с длинными столбами, расходящимися из одного центра.

Корни излияний этих порфиритов в виде системы даек, прорезающих андезитовые порфириты стратиграфически более низкого горизонта, вскрыты до глубины 150—160 м на участке Керци-ус месторождения агатов, в эксплуатационном карьере. По данным геологов, изучающих это месторождение, мощность даек от 0,3 до 8 м, падение на юго-запад $210\text{--}220^\circ$ под углом $45\text{--}80^\circ$. Дайки сложены двупироксеновыми андезитобазальтовыми порфиритами миндалекаменного облика. Вдоль их контактов проходят тектонические нарушения типа сдвигов.

Долеритовые порфириты, обнажающиеся на юго-западном склоне г. Сатылмыш, образуют пологосекущее пластовое тело с падением на юго-восток (100°) под углом 40° . Они залегают между розоватыми известковистыми песчаниками (нижний контакт) и известковыми конгло-

мератобрекчиями рудного горизонта (верхний контакт). Для них характерна мелкоглыбовая остроугольная отдельность; в зоне верхнего контакта породы сильно рассланцованы.

Условия образования верхнемеловой вулканогенной серии

Формирование описываемой вулканогенной серии на севере территории связано с развитием верхнемеловой Прикуринской геосинклинали и ее поперечных структур. Породы последней связаны с нормально осадочными, относительно глубоководными отложениями сеномана и верхнего турона — нижнего коньяка постепенными переходами.

Наиболее ранние проявления вулканизма привели к образованию существенно кислых его продуктов. Так, в Прикуринской зоне еще в сеномане произошло отложение туфов дацитового состава; в верхнем туроне — нижнем коньяке в этой зоне вулканизма нет. Вместе с тем в Иджеванском и Таузском прогибах первые проявления вулканизма также существенно кислого состава относятся к верхнему турону — нижнему коньяку. По структурному положению участки распространения продуктов раннего кислого вулканизма, образующих небольшие по мощности пласты туфов, приурочены к разломам, ограничивающим или секущим Шамхорское поднятие.

С резкой активизацией вулканизма в верхнем коньяке — нижнем сентоне связано и отчетливое изменение состава вулканических образований. Вулканические процессы этого времени происходили на значительной части Прикуринской зоны, а также в Иджеванском и Таузском прогибах и привели к образованию сложного комплекса вулканогенно-обломочных образований. Облик этих образований для всех участков определяется грубообломочными вулканическими брекчиями, конгломератами и песчаниками, чередующимися с потоками базальтовых и андезитовых лав. Формирование этого комплекса связано с началом восходящих движений в геосинклинали и установлением островного режима, на что указывают факты постепенного перехода туфовых песчаников верхнего турона — нижнего коньяка к брекчиям и конгломератам (Ачаджур, Саригюх, Паравакар). Накопление этого материала шло вблизи центров извержений в прибрежно-морских мелководных условиях. Об этом свидетельствуют переотложенный характер вулканических брекчий с песчанистым цементом, развитие вулканических конгломератов и туффитовых песчаников, содержащих часто характерную фауну, живущую в активной волноприбойной среде (рудисты и др.).

Такая ассоциация эпикластических вулканических образований характерна для вулканических островов и составляет основание современных вулканов Камчатско-Курильской, Алеутской и Японской островных дуг. Развитие указанной ассоциации пород, как это выявлено Г. М. Власовым (1957, 1958), В. Н. Шиловым (1958), В. К. Ротманом (1960, 1963) и другими на примере изучения позднемеловых и третичных отложений Камчатки и Сахалина, отмечает переход от подводного вулканизма к субаэральному. «Реперными фациями» являются, по данным Г. М. Власова, вулканические конгломераты, накапливавшиеся у бывших вулканических островов.

Как уже отмечалось, мощность образований коньяка — нижнего сентона убывает в целом с северо-северо-запада на юго-восток и вновь значительно возрастает в бассейнах рек Ахум и Тауш. Участки наибольших мощностей (Кохб, Ачаджур, Хаштарак, р. Ахум) характеризуются преобладающим развитием собственно вулканического материала (вулканические брекчии, туфы, лавы), сменяющегося на участках малых мощностей (Иджеван) смешанным вулканогенно-осадочным (туффитовые песчаники, конгломераты). Подобное распределение мощностей связано скорее всего с характером первоначального расположения

вулканических центров, поскольку для всей области следует предполагать примерно одинаковые условия последующего размыва.

Исходя из указанных соотношений, можно предположить концентрацию центров вулканической деятельности в пунктах Кохб—Калача, Котигюх, Ачаджур—Хаштарак, правобережье р. Ахум. Вулканические центры представляли цепочку островов и контролировались на отдельных участках разломами северо-западного направления. Общая протяженность единой тогда геосинклинальной впадины совпадает с этим направлением и отвечает системе Предмалокавказских глубинных разломов.

Тот факт, что наиболее интенсивный вулканизм по времени проявления совпадал с максимальными прогибаниями поперечных структур, указывает также на то, что центры вулканической деятельности в верхнем коньяке — нижнем сантоне приурочивались к пунктам пересечения продольных разломов с поперечными.

Вулканические явления носили в основном эксплозивный характер, и вокруг отдельных центров извержений возникали вулканические постройки, сложенные рыхлым шлаковым материалом. Вулканы не имели, таким образом, устойчивых конусов и разрушались под действием абразии моря, осыпей и «холодных лахаров», мутьевых потоков. Отдельные вулканические центры типа смешанных вулканов, расположенные в прибрежной мелководной полосе, действовали одновременно. Этим объясняется неотсортированность шлакового материала вулканических брекчий. Грубая ритмичность брекчий различной размерности, конгломератов и песчаников, выявленная на примере Ачаджурского и Ахумского разрезов, свидетельствует о периодическом затухании вулканической активности, выравнивании рельефа и накоплении преимущественно песчаников и конгломератов. При возобновлении активности вулканов в мелководье начинают расти острова и со склонов их поступает большое количество вулканического материала, в значительной степени необработанного.

Отмечается неоднократное чередование эксплозивных явлений с излияниями лав. Подводящими каналами потоков и покровов лав могли служить дайки. Последние наиболее развиты в окрестностях сел Котигюх, Ачаджур, Паравакар и имеют преимущественно северо-восточное простирание.

В образовании вулканических пород левобережья р. Тауш роль типичных трещинных излияний более значительна. Для этого участка характерны преобладание лавового материала над пирокластическим, хорошо выраженная система покровов, выдержанных по мощности и имеющих большую протяженность по простиранию при однообразном петрографическом составе. Существенно отметить пирокластический характер вулканических брекчий и отсутствие конгломератов и песчаников, что свидетельствует о незначительной роли водной транспортировки материала. Возможно, перечисленные факты указывают на отложение этих образований вблизи островов, значительно возвышающихся над морем, представляющих уже наземные участки, и свидетельствуют о том, что Шамхорский антиклинорий в коньяк — нижнесантонское время продолжал оставаться значительно приподнятым.

В верхнем сантоне вулканизм значительно ослабевает, но в качестве основной магмоконтролирующей системы сохранился Предмалокавказский разлом. Вместе с тем зоны наибольшей вулканической активности смещаются к его северо-восточному обрамлению и частично в пределы Закавказского срединного массива. При этом цепочки вулканических куполов образуют архипелаги в прибрежной части верхнемелового моря. Центры излияний сосредоточены на пересечении упомянутой зоны разломов с Иджеванским и Таузским прогибами; структурный контроль второго порядка осуществлялся местами субмеридиональными разло-

мами, определяющими главную зону. Вдоль Предмалокавказской зоны разломов вулканическая деятельность, сопровождающаяся образованием кислых продуктов, мигрирует во времени по направлению на северо-запад. Наиболее поздние ее проявления относятся к нижнекампанскому возрасту.

Характер пирокластических образований кислого состава, содержащих обломки пемзы, наличие потоков кислых стекол и, наконец, экструзии липаритов в заключительную стадию вулканизма с достаточной полнотой указывают на субаэральные условия извержения этих продуктов. Одновременно в окружавшем упомянутый архипелаг морском бассейне идет накопление нормально осадочных пород (Иджеванский прогиб) или в мелких локальных областях погружения (Сатиан, 1959) по границе с архипелагом (Саригюхское погружение) в подводных условиях продолжают излияния андезито-базальтовых и андезитовых лав. В промежутках между излияниями отдельных потоков в этот локальный бассейн поступают продукты пирокластических выбросов с зоны соседних островов, что приводит к образованию мелкообломочных лито-кристаллокластических туфов кислого состава, частично переслаивающихся с потоками андезито-базальтов.

Свидетельством спокойного излияния андезито-базальтов в условиях подводного бассейна служит переслаивание лавовых продуктов с известняками, песчаниками, известковистыми песчаниками с морской фауной и отсутствие собственно пирокластических образований.

В то же время доказательством того, что участки развития кислых лав и экструзий представляли собой поднятия, служат характерные литофации перекрывающих их отложений, представленных рифовыми и биогермными известняками, резко отличающихся от разновозрастных фаций Иджеванского прогиба (пелитоморфные известняки), устойчиво сохраняющего тенденции к погружению (М. А. Сатиан, 1959). С различными направленными движениями в пределах упомянутых структур, по-видимому, можно связывать и отсутствие кислого вулканизма в Иджеванском прогибе в верхнесантонское время.

В кампане наступает обширная трансгрессия и полностью затухает вулканическая деятельность, хотя выбросы мелкообломочного кислого материала на севере территории (с. Кохб) продолжались в течение нижнего кампана.

Петрографическое описание пород

Петрографическое описание главных типов эффузивных, субвулканических и обломочных разностей вулканических серий мелового возраста выполнено на основании микроскопического исследования более 800 шлифов с подсчетом количественно-минералогического состава, замерами оптических констант в иммерсионных жидкостях и на универсальном столике Федорова. При изучении липаритов и их туфов применялся метод окрашивания калиевого полевого шпата в шлифах, разработанный А. Габриэлем и Е. Коксом в 1929 г. и описанный В. А. Кигай (1960).

Характеристика наиболее типичных разностей пород приведена в табл. 1, 2, 3, 4.

Нижнееокомский комплекс представлен разнообразными типами пород. В его составе сравнительно ограниченную роль играют базальтовые порфириты и преобладают андезитовые порфириты, их туфы и брекчии. Каждая из этих групп имеет в свою очередь ряд разновидностей, отличающихся по структуре основной массы, количественным соотношением вкрапленников и преобладающему среди последних темноцветному минералу. Более детальная характеристика нижнееокомских лав и брекчий дана в табл. 1.

Сеноман-нижнеконьякский комплекс. Собственно лавовых образований в составе этого комплекса нет. Туфы сеномана, развитые в Прику-

Таблица 1

Петрографическая характеристика вулканических пород артаминской свиты

Тип пород	Распространение	Структура	Минеральный состав		Поствулканические изменения и состав минералов
			вкрапленники	основная масса	
Базальтовые порфиры	Маломощные потоки на нижних горизонтах свиты	Порфировая; микродолеритовая, реже гиалопилитовая основная масса	Плаггиоклаз — 14% (№ 55 — 58%), оливин — 1%, монаклиновый пироксен — 1%, титаномагнетит — 2%	Плаггиоклаз (№ 45 — 48), монаклиновый пироксен, рудный минерал, слабо раскристаллизованное стекло	По плаггиоклазу развивается хлорит, реже калиевый плевелит, оливин нацело замещен идингситом. В минералах — синие-зеленый селадонит, Nm=1,616
Базальтовые гиперстеновые порфиры	Поток мощностью 12 м на нижних горизонтах свиты	Порфировая; микродолеритовая, толейитовая основная масса	Плаггиоклаз — 35% (№ 57 — 65), гиперстен — 7% (2V=—56 — 58a); Ng=1,714; Np=—1,698) Титаномагнетит — 3%	Плаггиоклаз (№ 43 — 48), монаклиновый пироксен (2V=+52°; c: Ng=40°; Ng=1,722; Np=1,702) ромбический пироксен, рудный минерал, стекловатый мезостаэс с иглами апатита	Хлоритизация по плаггиоклазу
Долеритовые порфиры	Преимущественно пластовые тела и дайки, изредка — потоки	Порфировая; в дайках — афировая, долеритовая основная масса	Плаггиоклаз — 16% (№ 60 — 63), монаклиновый пироксен — 10% (2V=+44 — 47°; c: Np=—42—44°), оливин — 1,5%	Плаггиоклаз (№ 56 — 59), монаклиновый пироксен, рудный минерал, апатит	Плаггиоклаз резорбирован и хлоритизирован; оливин нацело замещен идингситом. В минералах — селадонит
Андезитовые порфиры (лавы и лавобрекнии)	Слагают крупные потоки и покровы на средних горизонтах свиты; обломочная часть вулканических брекчий. Лавобрекнии — небольшие самостоятельные прослои	Порфировая; основная масса — гиалопилитовая; в центральных частях потоков — тонко-равномернозернистая, приближается к пиксилитовой. В обломках брекчий текстура миндалекаменная, реже массивная	Плаггиоклаз — 7% (№ 48 — 52), ромбический пироксен — 0—5%, апатит — 0,5—0,8%, буроватого цвета, с плеохролирующими ядрами Титаномагнетит — 1%	Плаггиоклаз, стекло (N=—1,520) в зернистых разностях — полевошпатовая масса, редко монаклиновый пироксен, ромбический пироксен (Ng=1,720; Np=1,702)	По плаггиоклазу развиваются хлорит, карбонат, изредка альбит. Ромбический пироксен вкрапленников почти нацело замещен волокнистыми агрегатами и монакристаллами селадонита. Ромбический пироксен в основной массе андезитов крупных потоков замещен биотитом. В минералах — селадонит, кварц, карбонат халцедон
Литокристаллокластические туфы андезитовых порфиритов	Цемент вулканических брекчий, самостоятельные пласты на различных горизонтах свиты	Обломочная	Обломки вкрапленников плаггиоклаза, пироксенов; обломки андезитов с гиалопилитовой или интерсертальной структурой	Связующая масса — микрофелзитовый агрегат, хлорит, пепловые частицы	Хлоритизация; стекло в обломках пород интенсивно ожелезнено
Литокластические туфы андезитовых порфиритов	Залегают в виде самостоятельных пластов в низах свиты	Обломочная	Обломки андезитовых порфиритов миндалекаменной облика	В промежутках между обломками развивается хлорит	Хлоритизация, стекло в обломках пород ожелезнено

Петрографическая характеристика вулканических пород верхнеконьяк-нижесантонского комплекса

Тип пород	Распространение	Структура	Минеральный состав		Поствулканические изменения и состав минералов
			вкрапленники	основная масса	
Оливиновые, базальтовые порфириты	Широко развиты в пределах верхнеконьяк-нижесантонского комплекса	Порфировая; основная масса гиалопидитовая, микродолеритовая	Плагноклаз—15—22% (зонален, колебания в пределах № 78—93); моноклиновый пироксен—4—7% ($2V=+57-60^\circ$; c: Ng=41—43°) Оливин—5—7% ($2V=+84-88^\circ$; Ng=1,716; Nm=1,696, Np=1,680) Титаномагнетит	Микролиты, лейсты плагноклаза (№ 58—62), моноклиновый пироксен, рудный минерал, стекло	По плагноклазу развиваются цеолиты и хлорит; оливин интенсивно замещается хлоритом, серпентином, иддингситом, опацизируется; по жилкам—гидрокислы железа. В минералах—палагонит, хлорит, цеолиты
Оливиновые долеритовые и диабазовые порфириты	Слагают крупные потоки, пластовые тела, дайки в пределах верхнеконьяк-нижесантонского комплекса и связаны с предыдущей группой постепенными переходами	Порфировая; основная масса полнокристаллическая, долеритовая, толейитовая, призматически-зернистая	Плагноклаз—20—31% (резко зонален, колебания—№ 72—94) Оливин—4—10% ($2V=+80-88^\circ$; Ng=1,716—1,737; Nm=1,700—1,722; Np=1,680—1,702) Моноклиновый пироксен—4—7% (зонален, $2V=+56-60^\circ$; c: Ng=45—54°; Ng=1,726—1,720; Np=1,698—1,696) Титаномагнетит	Лейсты плагноклаза (№ 60—75) Моноклиновый пироксен ($2V=+51-54^\circ$; c: Ng=37—42°; Ng=1,726—1,728; Np=1,702—1,704) Рудный минерал. Интерстициальные обособления палагонита и анальцима; игольчатый апатит	По трещинкам в плагноклазе—хлорит, палагонит; по оливинов—палагонит, хлорит, иддингсит, гидроокислы железа. В минералах—палагонит (красновато-бурый, зеленовато-бурый, желто-зеленый, N=1,579—1,552) и продукты его раскристаллизации (хлорит, хлорофенит, сапонит, иддингсит), а также анальцим, томсонит, сколецит, мезолит, десмин, гейландит, шабазит, натролит
Плагнобазальтовые порфириты и диабазовые плагнопорфириты	Чаще всего встречаются на средних горизонтах комплекса коньяк—нижнего сантона по р. Тауш.	Порфировая; долеритовая, толейитовая, призматически зернистая основная масса.	Плагноклаз—15—17% (№ 13—80), моноклиновый пироксен—1% ($2V=+56^\circ$; c: Ng=48°) Титаномагнетит	Лейсты плагноклаза, моноклиновый пироксен, рудный минерал, палагонит	Хлоритизация Палагонитизация
Оливиновые диабазы	Развиты ограниченно и слагают главным образом дайки	Порфировидная, средне-зернистая, диабазовая, реже офитовая	Плагноклаз. Моноклиновый пироксен, оливин (оптические константы те же) Титаномагнетит	То же	То же
Мандельштейновые базальтовые порфириты	Наиболее распространенные разности в составе обломочной части вулканических брекчий, верхние части лавовых потоков, самостоятельные потоки в разрезе р. Тауш	Текстура минераловая, пузыристая. Структура порфировая, серийно-порфировая. Основная масса гиалопидитовая, интерсертиальная	Плагноклаз—7—11% Моноклиновый пироксен—3—5%, оливин—2—5% (оптические константы те же) Титаномагнетит	Плагноклаз, рудный минерал, стекло	Плагноклаз сильно цеолитизирован, оливин замещен иддингситом и гематитом. Стекло интенсивно ожелезнено. В минералах—палагонит, хлорит, сапонит, анальцим, томсонит, сколецит, десмин, гейландит, шабазит, натролит
Гиперстеновые андезитовые порфириты	Слагают субвулканическое тело в разрезе с. Кожб	Текстура массивная. Структура порфировая; основная масса гиалопидитовая, интергранулярная	Плагноклаз—15—20% (№ 57—63); гиперстен—8—9% ($2V=+52^\circ$; c: Ng=8°; Ng=1,715; Np=1,700), моноклиновый пироксен—3% ($2V=+54^\circ$; c: Ng=42°; Ng=1,726; Np=1,702). Роговая обманка—1%, титаномагнетит.	Микролиты и лейсты плагноклаза (№ 35—38)—моноклиновый пироксен, рудный минерал, стекло (N=1,509), кристаллиты	Слабая хлоритизация, резорбция плагноклаза, опацизация роговой обманки. Мелкие прожилки с агатом

Таблица 2 (окончание)

Тип пород	Распространение	Структура	Минеральный состав		Поствулканические изменения и состав минералов
			вкрапленники	основная масса	
Роговообманковые андезитовые порфириты	Встречены в одном потоке Койбского разреза комплекса	Структура порфирная; основная масса гналопилитовая, алогналопилитовая.	Плагиоклаз—15% (зонален, № 42—58). Роговая обманка—4—5% (2V=—66°; с: Ng=15°; Ng=1,700; Np=1,677). Гиперстен—1% (2V=—54°; с: Ng=9°). Титаномегнетит	Микролиты и лейсты плагиоклаза (№ 35—38), рудный минерал, стекло, кристаллиты	Плагиоклаз слабо хлоритизирован. Роговая обманка интенсивно опацистизирована. Стекло нередко раскристаллизовано с выделением хлорита
Плагиоклазовые андезитовые порфириты	Слагают субвулканические тела в окрестностях сел Котиглох и Куци-Айрум. Единичные потоки в составе коньяк—нижнесантонского комплекса Тауэского прогиба	Порфирная; основная масса гналопилитовая, алогналопилитовая	Плагиоклаз—17—21% (№ 35—45) Роговая обманка—0,5—1% (Ng=1,693; Np=1,671)	То же	То же
Литокристаллокластические туфы базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов	Развиты ограниченно и преимущественно в разрезах по р. Тауш	Обломочная	Титаномегнетит, ильменит. Обломки базальтовых оливиновых и мацельштейновых порфиритов, обломки плагиоклаза, моноклинного пироксена, преобразованного оливина	Связующая масса — стекло, хлорит, обломки моноклинного пироксена и плагиоклаза	Лимонитизация связующей массы и стекла в обломках, цеолитизация обломков плагиоклаза и цемента

ринской зоне, отвечают фельзитовым, витрокристаллокластическим, реже литокластическим разностям и имеют дацитовый, липарито-дацитовый состав. Пирокластические породы верхнего турона — нижнего коньяка представлены пелитовыми кристалловитрокластическими пепловыми туфами липарито-дацитового состава (р. Ахум) или псефитовыми литокристалловитрокластическими туфами андезито-дацитового состава (с. Ачаджур). Последние характеризуются линзовидными включениями стекла, неравномерным по мощности пласта спеканием пепловых частиц в связующей массе и отличаются некоторым сходством с игнимбритами.

Верхнеконьяк — нижнесантонский комплекс. В общей массе эффузивов этого возраста порфириты базальтового состава имеют в сравнении с андезитовыми преимущественное развитие.

В составе базальтовой группы выделяются разновидности, которые чаще представляют собой самостоятельные геологические образования — покровы, потоки, дайки, обломочную часть вулканических брекчий — и реже являются лишь местными видоизменениями в пределах крупного потока или дайки.

По особенностям вкрапленников и основной массы, количественному соотношению цветных и калийных минералов-вкрапленников и по ряду структурных отличий среди пород этой группы выделены петрографические типы, описание которых сведено в табл. 2. В дополнение необходимо отметить, что наиболее характерными представителями эффузивов верхнеконьяк — нижнесантонского комплек-

са являются оливиновые базальты и долериты. По внешнему виду это плотные черные породы порфиривого сложения. Они отличаются присутствием фенокристаллов плагиоклаза, в составе которого отмечается высокое содержание анортитового компонента (78—93%). В составе фенокристаллов присутствуют также оливин ряда хризолит-гиалосидерит и кальциевый авгит. Степень кристалличности основной массы в этой группе пород определяется условиями их залегания. Базальты маломощных не крупных потоков характеризуются значительным содержанием стекла в основной массе; полнокристаллические (микродолеритовые и долеритовые) структуры появляются в крупных потоках, преимущественно в их центральных частях, а также в пластовых залежах. Долериты отличаются сравнительно крупными размерами вкрапленников темноцветных и относительной свежестью оливина. Различия между долеритовыми и диабазовыми порфиритами состоят в интенсивности вторичных изменений. Существенная составная часть долеритов — миндалевидные обособления палагонитового вещества, ассоциирующего нередко с анальцимом. Палагонитовое вещество выполняет интерстиции между плагиоклазом и зернами пироксена, форма его выделения подчинена контурам окружающего кристаллического агрегата. Внутреннее строение обособлений палагонита неоднородно в зависимости от степени его раскристаллизации с образованием иддингсита, хлорофита, хлорита. В общем случае раскристаллизация аморфного палагонита идет постепенно от периферии к центру, где развиваются крупночешуйчатые, иногда сферолитовые агрегаты названных минералов.

Для верхнеконьяк — нижнесантонских порфиритов базальтового состава весьма характерен также комплекс минеральных новообразований, выполняющих миндалины и прожилки. Форма миндалин неправильная, с извилистыми очертаниями, ветвистая, реже округлая. Они обычно оторочены палагонит-хлоритовой каймой, за которой следуют радиально-лучистые, сноповидные или листоватые агрегаты цеолитов. Диагностика всех перечисленных в табл. 2 минералов группы цеолитов и палагонита выполнена на основе детальных оптических, химических, термических и рентгенометрических исследований.

Андезитовые порфириты в составе верхнеконьяк — нижнесантонского комплекса играют подчиненную роль и слагают преимущественно субвулканические тела. К приведенной в табл. 2 характеристике этой группы пород необходимо добавить, что по облику это эффузивные породы с крупными порфировыми выделениями резко зонального плагиоклаза ряда андезит — лабрадор, железистого гиперстена и авгита, в редких случаях — обыкновенной роговой обманки на фоне стекловатой основной массы. Состав и структура пород в пределах отдельных субвулканических тел отличаются однообразием и постоянством.

Верхнесантонский комплекс основных и средних эффузивов (Иджеванский прогиб). Детальная характеристика петрографического состава пород комплекса приведена в табл. 3. Дополняя ее, отметим, что наиболее распространенными породами комплекса являются *двупироксеновые андезито-базальтовые порфириты* — массивные плотные породы темно-серого цвета. В качестве фенокристаллов они содержат плагиоклаз, моноклинный пироксен и гиперстен, составляющие около 30—35% объема породы. Моноклинный пироксен в количественном отношении преобладает над гиперстеном. Отмечаются также две генерации фенокристаллов плагиоклаза. Ранние кристаллы, имеющие интрателлурическое происхождение, интенсивно резорбированы точечными стекловидными включениями и содержат 47—63% An. Кристаллы поздней генерации, возможно, уже постэффузивные, отличаются свежим микротиновым обликом и по составу более кислые (37—45% An).

В зависимости от относительного количества стекла, моноклинного пироксена и размеров зерен последнего в описываемых породах

Петрографическая характеристика вулканических пород верхнесантонского комплекса Иджеванского прогиба

Тип пород	Распространение	Структура	Минеральный состав		Поствулканические изменения и состав мидаллин
			вкрапленники	основная масса	
Двупироксеновые андезито-базальтовые порфиры	Широко развиты в составе комплекса, слагают систему потоков к востоку от с. Саригдох	Текстура массивная, миндалекаменная флюидальная с разноокрашенными и резко закристаллизованными полосами. Структура — порфировая, гялопилитовая, интергранулярная, реже интерсервальная основная масса	Плагноклаз — 20—23% (№ 63—41), гипертен — 3—5% (2V=—56°; c: Ng=7—11; Np=1,712—1,714; Np=1,698—1,700). Моноклиный пироксен — 2—7% (2V=+50—54°; c: Ng=41—43°; Np=1,702—1,703), титаномагнетит	Микролиты и лейсты плагноклаза (№ 35—42); моноклиный пироксен (2V=+46—48°; c: Nq=—44°); рудный минерал, стекло, снежее, слабо раскристаллизованное (N=510—1,516). Кристаллиты	Хлоритизация, резорбция плагноклаза. В мидаллеках — жеоиды и прожилки выделены яшмой, халцедоном (агатом) кварцем, амегистом, кальцитом, морденитом, хлоритом
Плагноклазовые андезитовые порфиры	Залегают в основании комплекса, вмещают агатовое месторождение Керчи-ус	Текстура массивная, миндалекаменная. Структура порфировая, гялопилитовая, алопигилитовая основная масса	Плагноклаз — 10—20% (№ 50—54), гипертен — 1—2% (2V=—50°; c: Ng=7°), моноклиный пироксен 0,5—1%, титаномагнетит	Микролиты и лейсты плагноклаза (№ 30—35), рудный минерал, моноклиный пироксен, стекло	То же
Оливиновые долериты типа «А»	Слагают пластовое тело	Порфировая; основная масса долеритовая	Оливин — 8% (2V=—90°; Np=1,702; Nm=1,686; Np=1,670)	Лейсты плагноклаза (№ 65—70), рудный минерал, моноклиный пироксен (2V=+54°; c: Nq=42°; Np=1,728; Np=1,704)	Слабая хлоритизация основной массы и вкрапленников оливина

различаются гялопилитовая и интергранулярная структуры основной массы.

Флюидальные разности двупироксеновых андезито-базальтов, развитые преимущественно на участке Котрац-нов, представляют собой существенно стекловатые породы витропорфировой структуры. Как и в массивных разностях, в них присутствуют вкрапленники моноклиного пироксена, гипертена и плагноклаза обоих типов. В основной массе этих пород исключительно отчетливо выражена структура течения с причудливыми завихрениями.

Андезитовые плагноклазовые порфиры отличаются от андезито-базальтов лишь относительно меньшим количеством вкрапленников и незначительной ролью в их составе темноцветных минералов.

Следует отметить также характерные особенности оливиновых долеритов верхнесантонского комплекса Иджеванского прогиба. В отличие от одноименных пород верхнеконьяк — нижнесантонского комплекса, единственным минералом-вкрапленником в них является оливин магнетиального состава (Fo₈₄), основная масса не содержит палагонитовых обособлений и лишь слабо хлоритизирована.

Верхнесантонский комплекс кислых вулканических пород. Среди вулканических образований данного комплекса преобладают липаритовые порфиры и их туфы, петрографическая характеристика которых приведена в табл. 4. Как следует из данных таблицы, выделенные по минералогическому составу и структурным признакам петрографические типы пространственно разобщены и слагают самостоятельные экстрезивные образования (куполы), дайки или потоки.

Липаритовые порфиры — светлоокрашенные, розоватые

Петрографическая характеристика вулканических пород верхнесантонского комплекса Прикуринской зоны и Таузского прогиба

Тип пород	Распространение	Структура	Минеральный состав		Поствулканические изменения и состав минералов
			вкрапленники	основная масса	
Липарито-дацитовые порфиры	Потоки и пластовые залежи в разрезах у сел. Паравакар и Лалигюх	Текстура массивная, флюидальная. Структура порфировая, основная масса витрофировая, гиалопилитовая	Плагиоклаз—7—8% (№ 33—37) Роговая обманка	Микролиты и лейсты плагиоклаза, стекло (N=1,506), кристаллиты, рудный минерал	Хлоритизация. Полная опацификация роговой обманки
Плагиолипаритовые порфиры	Лавы в разрезе с. Кохб	Текстура массивная. Структура порфировая; основная масса фельзитовая	Плагиоклаз—7—8% (от альбита до андезита № 35—36); кварц—2—3%, титаномagnetит, биотит—2% (Nm=1,68)	Кварц-калиполевошпатовый агрегат, микролиты альбита, кристаллиты, рудный минерал	Альбит по вкрапленникам плагиоклаза, окварцевание основной массы
Биотитовые липаритовые порфиры (лавы и лавобрекнии)	Экструзивы и потоки левобережья р. Джокас.	Текстура массивная, флюидальная. Структура порфировая; основная масса аллотриоморфнозернистая, микроаплитовая, микропиклитовая, фельзитовая, гиалопилитовая. Во флюидальных лавах чередование полос различно закристаллизованных—витрофировых и панааллотриоморфнозернистых	Плагиоклаз—8—10% (зонален, № 26—37) Биотит—5—6% (Nm=1,670—1,672). Титаномagnetит, ильменит	То же	Калишпатизация по вкрапленникам плагиоклаза и основной массе. Слабое окварцевание, хлоритизация
Роговообманковые липаритовые порфиры	Экструзивы и потоки левобережья р. Тауш	Текстура массивная, главным образом флюидальная. Структура порфировая. Основная масса микропиклитовая, фельзитовая гиалопилитовая, витрофировая с чередованием во флюидальных зонах	Плагиоклаз—9—11% (№ 34—37). Роговая обманка—5—6% (2V=—68—74°; c:Ng=—14—16°; Ng=1,685—1,688; Nr=1,660—1,667), титаномagnetит, ильменит	То же	Слабое окварцевание и хлоритизация. В мелких прожилках—барногейландит, барит
Кварцевые липаритовые порфиры (лавы и лавобрекнии)	Экструзивы г. Карачал и участка Кардан	Текстура массивная, структура порфировая. Основная масса витрофировая, фельзитовая, аллотриоморфнозернистая	Плагиоклаз—7—8% (№ 25—27), кварц—20—25% образует нередко обломки. Биотит—0,5—1% (Nm=1,674)	Лейсты альбита и фельзитовый калиполевошпатовый агрегат	Слабая хлоритизация и окварцевание. Калиевый полевой шпат по плагиоклазу
Гиперстен-роговообманковые липаритовые порфиры	Маломощные дайки, прорывающие куполы Кер-оглы и Саккал	Текстура массивная. Структура порфировая. Основная масса витрофировая, гиалопилитовая	Плагиоклаз—10% (№ 32—37), роговая обманка—2% (—2V=70°; c:Ng=15°). Гиперстен—5—6% (2V=—54°; c:Ng=5°; Ng=1,719; Nr=1,706), титаномagnetит	Лейсты и микролиты плагиоклаза (альбит), стекло (N=1,502), кристаллиты, рудный минерал	Слабая хлоритизация

Таблица 4 (окончание)

Тип пород	Распространение	Структура	Минеральный состав		Поствулканические изменения и состав минералов
			вкрапления	основная масса	
Обсидиан-перлиты	Некрупные потоки в левобережье р. Джогас	Структура порфировая; основная масса витрофировая, гиалиновая; перлитовая микроотдельность. Буро-коричневые обособления	Плагиоклаз—7—10% (№ 27—34), биотит (N _m =1,653)	Стекло-цемент (N=1,498), буро-коричневые обособления (N=1,492). Обильные кристаллиты	По перлитовой микроотдельности слабая хлоритизация
Агломераты	Залегают в основании верхнесантонского комплекса	Обломочная	Обломки	Связующая масса	
			Обломки разнообразных по структуре липаритов и туфов. Порфиробласты кварца, альбита	Обломочный цемент состоит из обломков стекла, кристаллов кварца, плагиоклаза. Хлорит	Хлоритизация Лимонитизация обломков пород
Кристаллокластические туфы	Развиты в разрезе верхнего сантона у с. Кохб и по левому берегу р. Джогас	Тончайшая обломочная	Обломки кристаллов (0,1—0,3 мм) кварца, плагиоклаза, стекла	—	Хлоритизация
Витро-кристаллокластические (пепловые) туфы	Слагают основную массу в верхнесантонских туфах	Обломочная	Порфиробласты кварца, плагиоклаза, биотита, стекла (N=1,500)	Осколки кварца и пепловые частицы стекла	То же
Спекшиеся пепловые туфы	Развиты в левобережье р. Джогас	Обломочная	Порфиробласты плагиоклаза, кварца, деформированные чешуйки биотита, обломки пемзы с волосовидными трубчатыми порами, обломки лав липаритов	Пепловая с заметными линиями раздела между отдельными рогульчатыми частями. Иногда сплавление с образованием линзовидных стекловатых включений	» »
Трассы	Развиты в левобережье р. Тауш	Обломочная	Порфиробласты плагиоклаза, кварца, роговой обманки, биотита, авгита	Стекловатый материал пепловой структуры. В сваренных разностях псевдофлюидальные структуры	Очень характерны сферолиты опалового вещества (N=1,455), развивающегося за счет стекловатых пепловых частиц

или сероватые породы массивного или флюидального сложения. Вкрапленники в них составляют примерно 10—20% от объема породы.

Прокрашивание шлифов кобальт-нитритом позволило выявить характерные детали структуры основной массы липаритовых порфиров. Она обычно раскристаллизована, и в аллотриоморфно-зернистых и фельзитовых структурах устанавливается существенно кварц-калিপелевошпатовый характер агрегата; в микропйкилитовых структурах базис преимущественно кварцевый и количество калиевого полевого шпата резко сокращается. Во флюидальных липаритах отчетливо наблюдается неравномерное распределение калия по полосам течения. Калий сосредоточен в стекловатых, слабо раскристаллизованных участках и почти не встречается за их пределами. Судя по характеру флюидалности и отсутствию структур перекристаллизации кварц-полевошпатового агрегата породы, подобное распределение калия связано скорее всего с первоначальным неравномерным содержанием его в различных струях лавы.

Своеобразными особенностями отличаются обсидаан-перлитовые лавы, содержащие в стекле-цементе буровато-коричневые обособления. Детально эти породы описаны в статье А. Х. Мнацаканян (1963), в которой генезис шаровидных образований объясняется, исходя из представления о ликвации магмы в приповерхностных условиях.

Особенности состава главных пороодообразующих минералов

Плаггиоклаз — существенная составная часть всех разновидностей пород меловых вулканических серий. Содержание его колеблется от 520% (объемных) в собственно эффузивных фациях до 25—45% в субвулканических и дайковых; в основной массе полнокристаллических разновидностей плаггиоклаз составляет примерно 60—80% объема. Обычно плаггиоклаз присутствует в двух-трех поколениях и представлен несомненно интрателлурическими выделениями и более поздними постэффузивными образованиями — свежими идиоморфными вкрапленниками, лейстами и микролитами. Наиболее четко указанные генерации выделяются в андезитобазальтовых и андезитовых порфиритах верхнего мела и отличаются по внешнему облику кристаллов, степени их резорбированности, составу и характеру зональности. В базальтовых порфиритах и особенно в долеритах между фенокристаллами и лейстами основной массы существуют все переходы, а указанные различия между отдельными кристаллическими индивидами не четкие.

Состав плаггиоклаза фенокристаллов определялся преимущественно графическим методом Е. С. Федорова; результаты измерений наносились также на диаграмму А. С. Марфунина (1962). Как следует из данных табл. 5, состав плаггиоклаза в порфировых выделениях закономерно изменяется в различных типах пород от битовнит-анортита до кислого андезин-лабрадора; в некоторых измененных липаритовых порфирах во вкрапленниках присутствует вторичный альбит.

Намечаются значительные различия в составе плаггиоклаза фенокристаллов в однотипных породах разновозрастных серий. Если для всей верхнемеловой вулканической серии характерна повышенная основность плаггиоклаза вплоть до появления битовнит-анортитов в базальтах, то в нижнемеловой серии состав его не переходит за 65% Ап. Плаггиоклазы повсеместно обнаруживают четкое зональное строение. Выделяются два основных типа зональности.

1. В базальтовых и долеритовых порфиритах, а также в сильно резорбированных фенокристаллах андезитобазальтовых порфиров центральные части кристаллов имеют однородное строение (состав 86—94% Ап или 58—63% Ап соответственно) и только в узкой краевой каемке появляется зональность. Смена зон резкая; состав внешней похож на плаггиоклаз основной массы. Здесь мы имеем дело с прямой прерывно-

Состав и степень упорядоченности плагиоклазов в породах меловых вулканических серий

Возраст	Основные петрографические типы пород	Состав, % Ап		Степень упорядоченности по А. С. Марфунину
		вкрапленники	основная масса	
Нижний неом	Базальтовые порфиристы	55—58	45—48	0,0—0,25
	Базальтовые гиперстеновые порфиристы	57—65	43—48	0,0—0,25
	Долеритовые порфиристы	60—63	55—59	0,25
	Андезитовые порфиристы	40—52	33—37	0,0—0,25
Верхний мел	Базальтовые оливиновые порфиристы	78—93	58—62	Упорядоченный
	Оливиновые, долеритовые и диабазовые порфиристы	72—94	60—75	»
Верхний мел	Мандельштейновые порфиристы	76—82	—	Упорядоченный
	Двупироксеновые андезито-базальтовые и андезитовые порфиристы	47—63; 37—45	35—42	0,0—0,25—0,50
	Роговообманковые андезитовые порфиристы	42—58	33—38	0,0—0,25
	Плагиоклазовые андезитовые порфиристы	35—45	32—37	0,0—0,25
	Липарито-дацитовые и липаритовые порфиры	26—37	3—10	0,0—0,25

ступенчатой зональностью по генетической классификации Марфунина (1952);

2. Этому поколению вкрапленников андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов свойственна «непрерывная волнообразная» и «прямая ступенчатая прерывистая» зональность с количеством зон 4—6.

В первом случае характер зональности может указывать на резкие изменения термодинамических условий кристаллизации расплава, связанные скорее всего с процессом эффузии, когда нарушалось равновесие между интрателлурическими выделениями плагиоклаза и остаточным расплавом. Во втором случае зональность, по всей вероятности, обязана кристаллизации этих выделений в резко неравновесных условиях поступления расплава на поверхность.

Исследование двойниковых сростаний плагиоклаза порфировых выделений показало, что в большинстве случаев двойникование в них происходит по альбитовому (большинство полисинтетических двойников), карлсбадскому, реже альбит-карлсбадскому законам.

В результате оптических исследований плагиоклазов удалось обнаружить систематические отклонения точек замеров в ряду андезин—лабрадор от обычных «низкотемпературных» кривых диаграммы В. В. Никитина и принадлежность их к высокотемпературным, полностью неупорядоченным или переходным разностям. Наибольшая степень упорядоченности приходится на плагиоклазы из субвулканических образований. Учитывая данные П. Гэя и В. Тэйлора (1956) и А. С. Марфунина (1962) о том, что в ряду битовнит—анорит структура кристаллической решетки остается в целом упорядоченной, определение состава плагиоклазов в базальтовых и долеритовых порфиритах верхнемеловой серии производилось по «низкотемпературным» кривым. Замеры показателей преломления плагиоклазов из этих пород дали следующие результаты: $N_g = 1,581—1,586$; $N_p = 1,571—1,574 \pm 0,001$, что по таблице показателей преломления химически анализированных плагиоклазов (Марфунин, 1962) также отвечает содержанию 86—92% Ап.

Лейсты и микролиты плагиоклаза основной массы отличаются более кислым составом, приближающимся к составу внешних частей зональ-

ных фенокристаллов. Они обычно сдвойникованы в простые двойники по альбитовому и карлсбадскому законам. Определение состава их производилось в сечении (100) по «высокотемпературной» кривой Терча (Заварицкий, 1953).

Оливин — постоянный компонент верхнемеловых пород базальтового состава, в остальных типах пород того же возраста он отсутствует; изредка встречается в базальтовых порфиритах нижнего мела, где нацело преобразован в иддингсит. Обычно присутствует в крупных, хорошо образованных порфировых выделениях в ассоциации с плагиоклазом ряда битовнит — анортит и богатым кальцием авгитом; в основной массе пород не установлен. Содержание оливина во вкрапленниках базальтовых порфиров колеблется в пределах 2—5%, увеличиваясь до 11% в долеритовых порфиритах.

Оптические свойства оливинов приведены в табл. 6, определение их состава выполнено по диаграмме А. Польдерварта (Мурхауз, 1963).

Таблица 6

Оптические свойства и состав оливинов из верхнемеловых базальтовых и долеритовых порфиров

№ образца	Генетический тип породы	Оптические константы				Молекулярный состав		Минерал
		$-2V, \text{град}$	Ng	Nm	Np	Mg ₂ SiO ₄	Fe ₂ SiO ₄	
224	Поток	88	1,716	1,699	1,680	77	23	Хризолит
27	»	84	—	—	—	73	27	»
619	»	85	719	1,702	1,682	75	25	»
16	Пластовая залежь	80	1,734	1,718	1,698	68	32	Гиалосидерит
55	То же	82	1,737	1,722	1,702	66	34	»
374	» »	86	1,730	1,714	1,694	70	30	»
	Долериты «А» (пластовая залежь)							
203		± 90	1,702	1,686	1,670	84	16	Хризолит

Данные табл. 6 свидетельствуют о том, что оливины отличаются неустойчивостью состава и относятся по оптическим свойствам к магнезиальным членам изоморфного ряда — хризолитам и гиалосидеритам — с содержанием фаялитовой молекулы в пределах 16—34 мол. %.

Для собственно эффузивных образований характерны более магнезиальные составы оливинов, в то время как в оливинах относительно более поздних членов комплекса коньяка — нижнего сантона — пластовых залежах — железистость повышается. Для самых молодых, верхне-сантонских долеритов типа «А» характерен наиболее магнезиальный состав (Fo₈₄). Колебания в составе оливинов могут указывать на явления дифференциации отдельных порций базальтового состава, в котором оливин обычно выделяется одним из первых минералов.

Гиперстен. Присутствие гиперстена как во вкрапленниках, так и в составе основной массы характерно для нижнемеловых базальтовых и андезитовых порфиров. В верхнемеловых эффузивах гиперстен обычен во вкрапленниках андезито-базальтовых и андезитовых порфиров; относительно редко отмечается также в липаритовых порфирах левобережья р. Тауш и главным образом в их стекловатых разностях. Содержание его во вкрапленниках нижнемеловых пород составляет 6,2—8,0%; в основной массе по приближенным подсчетам — 12—18%. Во вкрапленниках андезитовых и андезито-базальтовых порфиров его содержится 3,1—8,3%, а в роговообманковых андезитах и гиперстен-роговообманковых липаритовых порфирах — 1,3—4,6%.

Во вкрапленниках нижнемеловых эффузивов гиперстен ассоциирует обычно с плагиоклазом ряда андезин — лабрадор; в верхнемеловых породах в ассоциации с гиперстеном, наряду с плагиоклазом того же состава, отмечается постоянно моноклинный пироксен состава $Wo_{31}En_{47}Fs_{22}—Wo_{35}En_{45}Fs_{20}$. В липаритовых порфирах обычна ассоциация гиперстена с роговой обманкой.

Оптические свойства и содержание железистого компонента гиперстенов из различных типов пород приведены в табл. 7.

Таблица 7

Оптические свойства и содержание железистого компонента в гиперстенах

Возраст	№ образца	Порода	Характер выделения	$-2V$, град	$c:Ng$, град	Ng	Np	Содержание $FeSiO_3$, %
Нижний неоком	528	Базальтовый порфирит	Вкрапленник	56	2—3	1,714	1,698	42
	528	То же	Призмы в основной массе	—	0	1,718	1,702	44—45
	509	Андезитовый порфирит	То же	—	0	1,720	1,705	46
Верхний мел	199	Двупироксеновый андезито-базальтовый порфирит	Вкрапленник	56	9—11	1,712	1,698	39
	24	Гиперстеновый андезитовый порфирит	»	52	7—8	1,715	1,700	41
	728	Гиперстен-рогово-обманковый липаритовый порфир	»	54	3—4	1,719	1,706	45

Определение состава гиперстенов проводилось по диаграммам В. С. Соболева (1950) и А. Польдерварта (Мурхауз, 1963).

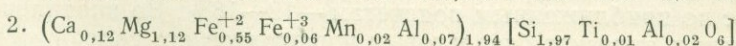
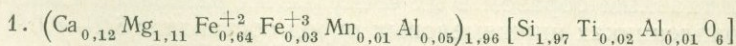
По данным, приведенным в табл. 8, можно заметить, что составы гиперстенов из нижнемеловых эффузивов отличаются большей железистостью, которая закономерно возрастает от базальтов к андезитам и в последних — от вкрапленников к основной массе. Содержание железистого компонента в гиперстенах из верхнемеловых эффузивов увеличивается от андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов к липаритовым порфирам.

Химический состав гиперстенов из нижнемеловых гиперстеновых базальтов и верхнемеловых гиперстеновых андезитов и рассчитанные по данным анализа кристаллохимические формулы приведены в табл. 8.

Таблица 8

Химический состав (весов. %) и кристаллохимические формулы гиперстенов из разновозрастных вулканических серий (аналитик А. А. Петросян)

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O+K_2O	Сумма
1	52,25	0,60	1,38	1,32	21,40	0,22	2,90	20,00	—	99,77
2	52,00	0,30	2,01	1,91	17,00	0,64	2,60	20,48	2,07	99,01



1 — гиперстен из нижнеокомских гиперстеновых базальтов (обр. 528); 2 — гиперстен из коньяк-нижнесантонских гиперстеновых андезитов (обр. 24).

При сопоставлении кристаллохимических формул анализированных гиперстенов выявляется сходство их состава, различия заключаются в большей железистости гиперстена из нижне-неокомских эффузивов и более высокой глиноземистости — из верхнемеловых. Для обоих гиперстенов характерен незначительный недостаток кремнезема, изоморфно замещаемого Ti^{+4} и Al^{+3} .

Моноклинный пироксен — главный представитель темноцветных минералов в верхнемеловых породах базальтового, андезито-базальтового и андезитового составов; значительно меньшую роль он играет в нижне-неокомских базальтовых и долеритовых порфиритах и отсутствует в андезитовых. Подобно плагиоклазу, моноклинный пироксен образует как интрателлурические вкрапленники, так и постэффузивные выделения в форме призм, микролитов и неправильных зерен в основной массе. Содержание его во вкрапленниках базальтовых и андезитовых порфиритов как верхнего, так и нижнего неокома колеблется в пределах 1,2—7,1%, возрастающая в субвулканических разностях. В основной массе пород моноклинный пироксен количественно подчинен плагиоклазу и вулканическому стеклу. Во вкрапленниках базальтовых и долеритовых порфиритов верхнего мела моноклинный пироксен обычно ассоциирует с плагиоклазом (ряда битовнит — анортит) и оливином — хризолитом; в андезито-базальтовых и андезитовых порфиритах — с лабрадор-андезином, гиперстеном с 39—42% $FeSiO_3$, реже с роговой обманкой, содержащей 37—45% железистого компонента. В нижнемеловых базальтовых гиперстеновых порфиритах встречается в основной массе наряду с призмами гиперстена (46% $FeSiO_3$) и плагиоклазом (андезином); в долеритовых порфиритах слагает вкрапленники наряду с основным или средним плагиоклазом.

Оптические свойства моноклинных пироксенов разновозрастных пород сведены в табл. 9.

Расчет на трехкомпонентный состав по величине угла оптических осей проводился по диаграмме М. М. Веселовской (1950), построенной с учетом генетических рядов моноклинных пироксенов.

При нанесении оптических данных на эту диаграмму фигуративные точки всех моноклинных пироксенов ложатся в пределах полей, соответствующих вкрапленникам авгитов эффузивных пород и бедным кальцием авгитам основных масс эффузивных пород (рис. 9). При этом в составе моноклинных пироксенов в разновозрастных породах и в различных типах верхнемеловой серии намечаются следующие существенные отличия. Пироксены из вкрапленников нижне-неокомских долеритовых порфиритов представлены бедными кальцием авгитами с колебанием состава в зональных зернах от $Wo_{20}En_{51}Fs_{29}$ — $Wo_{26}En_{48}Fs_{26}$ от центра к периферии и до $Wo_{35}En_{45}Fs_{20}$ в основной массе гиперстеновых базальтовых порфиритов. Вкрапленники пироксена в верхнемеловых базальтовых и долеритовых порфиритах отвечают богатым кальцием авгитам с колебаниями в составе от $Wo_{40}En_{43}Fs_{17}$ — $Wo_{46}En_{41}Fs_{13}$. Кайма зональных кристаллов и пироксены основной массы соответствуют более железистым авгитам состава $Wo_{36}En_{45}Fs_{19}$ — $Wo_{30}En_{48}Fs_{22}$.

Результаты полного химического анализа пироксенов из верхнемеловых долеритовых и андезито-базальтовых порфиритов также указывают на их принадлежность к авгитам, кристаллохимические формулы которых близки к теоретическим (табл. 10). При сравнении анализов можно выявить, что состав обоих пироксенов несколько недосыщен кремнеземом, часть которого замещается Al^{+3} и Ti^{+4} . Далее авгит из долеритовых порфиритов, в отличие от такового из андезито-базальтовых, характеризуется повышенным содержанием извести, несколько более высокой глиноземистостью и пониженной ролью суммарного железа, особенно Fe^{+2} , при почти одинаковом содержании магния.

Оптические свойства и молекулярный состав моноклинных пироксенов
из пород меловых вулканических серий

Возраст	Образец	Порода	Характер выделения	+2V, град	c:Ng, град	Ng	Np	Молекулярный состав по М. М. Веселовской (1950)
Нижний неом	498	Долеритовый порфирит	Зональный вкрапленник ядро край	38 44	38 42	—	—	Wo ₂₀ En ₅₁ Fs ₂₉ Wo ₂₆ En ₄₈ Fs ₂₆
	519	То же	Вкрапленник не зональный	50	42	1,722	1,698	Wo ₃₁ En ₄₁ Fs ₂₂
		Базальтовый гиперстеновый порфирит	Призмы в ос- новной массе	52	40	1,722	1,702	Wo ₃₅ En ₄₅ Fs ₂₀
	528							
Верхний мел	11	Базальтовый оливиновый порфирит	Зональный вкрапленник ядро край	60 57	43 41	— —	— —	Wo ₄₆ En ₄₁ Fs ₁₃ Wo ₄₁ En ₄₃ Fs ₁₆
	54	Долеритовый порфирит	Зональный вкрапленник ядро край	58 48	48 47	— —	— —	Wo ₄₁ En ₄₂ Fs ₁₇ Wo ₃₀ En ₄₈ Fs ₂₂
	16	То же	Вкрапленник не зональный	56	38	1,726	1,698	Wo ₄₀ En ₄₃ Fs ₁₇
	280	» »	То же	60	42	1,720	1,696	Wo ₄₆ En ₄₁ Fs ₁₃
	374	» »	»	57	54	1,722	1,698	Wo ₄₁ En ₄₃ Fs ₁₆
	55	» »	»	56	44	1,724	1,700	Wo ₄₀ En ₄₃ Fs ₁₇
	203	» »	Призмы в ос- новной массе	54	42	1,728	1,704	Wo ₃₅ En ₄₅ Fs ₂₀
		Гиперстеновый андезитовый порфирит	Вкрапленник	54	41	1,726	1,702	Wo ₃₅ En ₄₅ Fs ₂₀
	24	Двупироксеновый андезитобазаль- товый порфирит	»	50	42	1,728	1,703	Wo ₃₁ En ₄₇ Fs ₂₂
	199	То же	»	52	42	—	—	Wo ₃₃ En ₄₁ Fs ₂₀
	202							

Расчет молекулярного состава по химическим анализам соответствует Wo₄₅En₄₂Fs₁₃ для пироксена из долеритов и Wo₃₄En₄₆Fs₂₀ — из андезито-базальтов. Данные химизма, таким образом, удовлетворительно совпадают с результатами оптических определений; небольшие отклонения при этом связаны, несомненно, с повышенным содержанием Al₂O₃, Fe₂O₃ и TiO₂, не отраженных на трехкомпонентной диаграмме.

Последовательность изменения состава пироксенов-вкрапленников в различных типах пород верхнемеловой серии, а также от вкрапленников к основной массе выражается в закономерном возрастании ферросиликатового компонента и убывании волластонитового при незначительном увеличении энстатитового. Эволюция состава пироксенов из нижне-неомских базальтовых порфиритов резко отлична и направлена в сторону возрастания CaSiO₃ и MgSiO₃ и убывания FeSiO₃ к концу процесса кристаллизации. По-видимому, такая смена объясняется уменьшением отношения FeO/MgO в магме вслед за образованием авгита с Fe₂₉, обусловленном растворением ранее выделившегося и неустойчивого гиперстена с 58—60% MgSiO₃, о чем свидетельствует наличие реакционного каемки железистого авгита вокруг вкрапленников гиперстена.

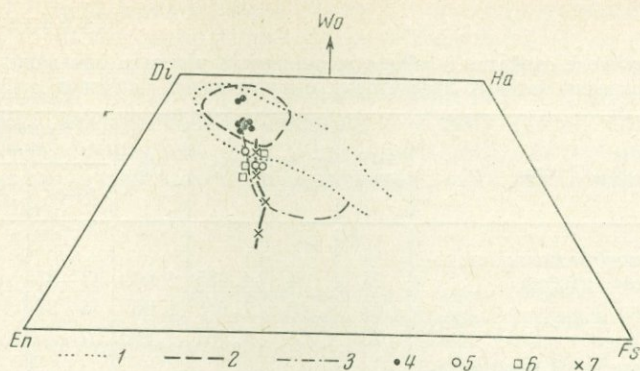


Рис. 9. Эволюция составов моноклиновых пироксенов из вулканических пород разновозрастных серий

1—поле пироксенов интрузивных пород; 2—поле пироксенов эффузивов (вкрапленников); 3—поле пироксенов эффузивов (основной массы); 4—вкрапленники в верхнемеловых базальтах и долеритах; 5—основная масса в верхнемеловых базальтах и долеритах; 6—вкрапленники в верхнемеловых андезито-базальтах и андезитовых порфиритах; 7—вкрапленники в нижнемеловых базальтах и андезитах

Роговая обманка — относительно редкий минерал в составе пород меловых серий. В нижнеэокомских эффузивах ее нет. В значительных количествах (до 47%) роговая обманка встречается в составе вкрапленников верхнемеловых липаритовых порфиров левобережья р. Тауш, где ассоциирует обычно с андезином, в некоторых разностях — с гиперстеном (45% FeSiO_3). Роговая обманка характерна для роговообманковых андезитовых порфиритов из разреза с. Кохб, в которых она содержится

Таблица 10

Химический состав (весов. %) и кристаллохимические формулы моноклиновых пироксенов из верхнемеловой вулканической серии (аналитик А. А. Петросян)

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	H_2O	п.п.п.	Сумма
1	46,70	0,84	9,32	2,18	5,06	0,22	22,0	13,42	0,21	0,12	0,44	100,51
2	49,76	0,72	7,40	3,12	7,90	0,40	17,4	13,18	He опр.	He опр.	0,40	100,28

1. $(\text{Ca}_{0,87} \text{Mg}_{0,11} \text{Na}_{0,02})_{1,0} (\text{Mg}_{0,63} \text{Fe}_{0,16}^{+2} \text{Fe}_{0,06}^{+3} \text{Mn}_{0,01} \text{Al}_{0,18})_{1,02} [\text{Si}_{1,74} \text{Al}_{0,24} \text{Ti}_{0,02} \text{O}_6]$

2. $(\text{Ca}_{0,69} \text{Mg}_{0,31})_{1,0} (\text{Mg}_{0,42} \text{Fe}_{0,24}^{+2} \text{Fe}_{0,09}^{+3} \text{Mn}_{0,01} \text{Al}_{0,18})_{0,94} [\text{Si}_{1,84} \text{Al}_{0,14} \text{Ti}_{0,02} \text{O}_6]$

1 — моноклиновый пироксен из коньяк-нижнесантонских оливиновых долеритов (обр. 280);
2 — моноклиновый пироксен из верхнесантонских двупироксеновых андезито-базальтов (обр. 199)

в количестве около 4,3% и ассоциирует с плагиоклазом (андезин-лабрадором). В небольшом количестве в этих породах присутствуют также моноклиновый пироксен ($\text{Wo}_{35}\text{En}_{45}\text{Fs}_{20}$) и гиперстен с 41—42% FeSiO_3 . Во всех перечисленных типах пород описываемый минерал окаймляется обычно скоплениями мелких зернышек магнетита; более мелкие выделения иногда нацело опацифицированы. Кристаллы роговой обманки не зональные, однородные, с характерной схемой плеохроизма: Ng — темно-буро-зеленый, Nm — зеленый, Np — желтовато-зеленый.

Оптические константы и общая железистость роговых обманок, определенная по диаграмме В. С. Соболева (1950), приведены в табл. 11:

Оптические свойства и общая железистость роговых обманок
из верхнемеловых андезитовых и липаритовых порфиров

№ образца	Порода	—2V, град	c:Ng, град	Np	Np	Железистость, мол. %	
						общая	без учета Fe ⁺³
588	Роговообманковый липаритовый порфир	74	14	1,685	1,660	32—33	25
596	То же	68	16	1,688	1,667	34—35	26
634	» »	70	16	1,681	1,660	29—30	23
79	Андезитовый плагиоклазовый порфирит	—	—	1,693	1,671	37—38	30
34	Андезитовый роговообманковый порфирит	66	15	1,700	1,677	45	36

Оптические свойства, окраска минерала, тона плеохроизма и соотношения закисного и окисного железа указывают на принадлежность его к обыкновенной роговой обманке.

Ниже приводятся химический состав (весов. %) и кристаллохимическая формула роговой обманки из верхнемеловых роговообманковых липаритов (обр. 596; аналитик А. А. Петросян)

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	п.п.п.	Сумма
44,0	0,80	13,06	5,80	7,90	0,36	12,20	14,16	1,44	0,38	0,06	0,78	100,94
$\text{Ca}_{1,91}(\text{Na}_{0,46}\text{K}_{0,08})_{0,48}(\text{Mg}_{3,09}\text{Fe}_{0,96}^{+2}\text{Mn}_{0,05})_{4,10}(\text{Fe}_{0,64}^{+3}\text{Ti}_{0,09}\text{Al}_{0,67})_{1,40}$ $[\text{SiO}_{6,43}\text{Al}_{1,57}\text{O}_{22}][\text{OH}_{0,78}\text{O}_{1,22}]_2$												

Пересчет кристаллохимической формулы выполнен, исходя из 24 атомов кислорода в структуре амфибола. При сравнении состава проанализированной роговой обманки со средним составом их из однотипных пород по П. Н. Чирвинскому (1929) отмечаются значительно повышенная глиноземистость и сравнительно низкая железистость. Необходимо далее отметить недостаток по сравнению с теоретической формулой гидроокисла (ОН), связанный с окислением значительной части железа; по этому признаку ее можно отнести к «бедным водой амфиболам» (Гинсбург, 1962) с повышенным содержанием кислорода, занимающего позицию гидроокисла.

Биотит. В верхнемеловых вулканических породах биотит встречается исключительно во вкрапленниках кислых вулканических продуктов, развитых в левобережье р. Джогас и к востоку от с. Саригюх. В этих породах биотит единственный фемический минерал и ассоциирует с олигоклаз-андезином и кварцем. В нижнемеловых эффузивах биотит отмечается только в качестве продукта преобразования гиперстена в основной массе андезитовых порфиров и представлен мелкими чешуйками оранжево-бурого цвета с Np=1,610 (мероксен по Трегеру).

Во вкрапленниках липаритовых порфиров и туфов биотит образует пластинчатые, а также изометричные шестиугольные выделения с опацизацией по периферии и по трещинкам спайности. Характерны включения идиоморфных кристалликов циркона и апатита. Схема абсорбции обычная; по Ng биотит окрашен в темно-коричневый цвет, что, согласно выведенной И. А. Островским и В. П. Петровым (1940) зависимости средней светопроницаемости биотитов от общего содержания в них красителей (FeO, Fe₂O₃ и TiO₂), отвечает содержанию последних в пределах 30%.

Показатели преломления биотитов и соответственно общая желези-
стость, а также содержание $\text{FeO} + 2(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$ по диаграмме (Hein-
rich, 1946) возрастают от стекловатых разностей к более поздним
липаритовым порфирам и среди последних — к наиболее обогащенным
щелочами (липаритовые порфиры с. Кохб) (табл. 12).

По классификации В. Е. Трегера (1958) изученные биотиты отно-
сятся к лепидомеланам; в альбитизированных порфирах они близки
к аннитам.

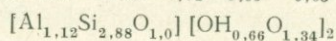
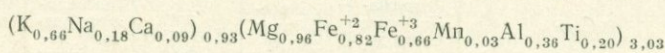
Таблица 12

Оптические свойства и состав биотитов
из верхнемеловых липаритовых порфиров

№ образца	Порода	Ng=Nm	$\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}}$ · 100, % по В. С. Соболеву (1950)	$\text{Fe} + 2(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$, по Хейричу (Hein- rich, 1946)	Название минерала по Трегеру (1958)
139	Обсидиан-перлит	1,653	56	26—27	Лепидо- мелан
63	Липаритовый биотитовый порфир	1,672	74	37—38	»
103	То же	1,670	72	36—37	»
732	Липаритовый кварцевый порфир	1,674	76	40	»
38	Альбитизированный липарито- вый порфир	1,680	80	43—44	Аннит

Приводим химический состав и кристаллохимическую формулу биотита
из биотитовых липаритов (аналитик А. А. Петросян)

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	Сумма
37,20	3,45	16,15	11,34	12,68	0,37	8,33	1,06	1,22	6,65	1,24	0,10	99,76



Приведенный анализ биотита сравнивался с химическими данными
для биотитов из кислых вулканических пород Колорадо (Larsen,
Irving, Gonyer, Larsen, 1937). Биотит из верхнемеловых липаритов
обнаруживает наибольшее сходство с биотитом из риолитов, хотя и
устанавливается ряд существенных отличий. В первом заметно повы-
шены глиноземистость, содержание суммарного железа при незначи-
тельном преобладании закисного, а также понижены магнизиальность
и титанистость. Далее, как видно из кристаллохимической формулы,
в изученном биотите заметно понижена роль гидроксила (OH^-), что
связано с переходом его в O^- при окислении двухвалентного железа.

Калиевый полевой шпат. Этот минерал присутствует исключительно
в тонкозернистой или криптокристаллической основной массе верхне-
меловых липаритовых порфиров; его порфировых выделений нет. Ка-
лиевый полевой шпат является, кроме того, вторичным минералом,
развивающимся в виде неправильных пятен по фенокристаллам олиго-
клаз-андезина. Таким образом, характер выделений калиевого полевого
шпата в породах исключал возможность применения федоровского ме-
тода изучения его. Из оптических констант удалось измерить в иммер-

сии показатели преломления, равные: $N_g=1,528$; $N_p=1,519$, что по Д. С. Белянкину (1958) очень приближенно отвечает содержанию 20—25% альбитового компонента. Неравномерное распределение этого минерала в основной массе и приуроченность его к наиболее стекловатым или слабо раскристаллизованным участкам и полосам могут указывать на то, что в процессе кристаллизации кислых лав, как и при раскристаллизации стекла кислого состава, калиевый полевой шпат выделяется последним.

Кварц. Наряду с калиевым полевым шпатом и плагиоклазом, кварц является существенной составной частью основной массы липаритовых порфиров и присутствует в виде неправильных зерен в наиболее раскристаллизованных ее участках. В некоторых разностях липаритовых порфиров кварц образует также крупные изометричные вкрапленники размером 0,1—1 см; количество их достигает иногда 29%. Порфировые выделения кварца свежи и водянпрозрачны; они, как правило, имеют бухтообразные очертания и раздроблены вязкой основной массой. Взаимоотношения кварца с плагиоклазом и биотитом, а также исключительная чистота и указанные выше морфологические особенности свидетельствуют, что это наиболее раннее выделение в кварцевых липаритовых порфирах.

Вулканическое стекло. Свежим, не раскристаллизованным и не замещенным вторичными продуктами вулканическое стекло встречается лишь в верхнемеловых андезитовых и андезито-базальтовых порфири-тах и в некоторых разностях липаритовых порфиров. Во всех указанных породах стекло обычно буроватое или прозрачное и бесцветное: в стекловатых разностях базальтовых порфиритов оно темно-бурое, иногда совершенно непрозрачное вследствие выпадения окислов железа при окислении.

В табл. 13 приведены величины показателей преломления и содержания SiO_2 в стеклах и содержащих их различных типах пород.

Таблица 13

Содержание кремнекислоты в породе и в ее стекловатой части

№ образца	Порода	Содержание стекла в породе	Показатель преломления стекла	Содержание SiO_2 , %		Разница * в содержании SiO_2 в стекле и породе, %
				по Джорджу (1924)	по валовому анализу породы	
199	Двупироксеновый андезито-базальтовый порфирит	60	1,516	66—67	54	13
24	Гиперстеновый андезитовый порфирит	66	1,510	69—70	55	14
623	Липарито-дацитовый порфир	90	1,506	71—72	69	3
728	Гиперстен-рогообманковый липаритовый порфир	81	1,500	73	67,4	5,6
139a	Обсидиан-перлит, цемент	88	1,498	74	69,5	4,5
139б	Буровато-коричневые обособления обсидиана	92	1,492	75—76	72,5	3,5

Из результатов таблицы можно видеть несоответствие между валовым содержанием кремнекислоты в породах и в чистом стекле. При этом содержание SiO_2 в стеклах всегда оказывается выше, чем в валовых анализах содержащих их пород, и разница в содержаниях кремне-

зема наибольшая в лучше раскристаллизованных породах. Это обычная закономерность (Кипо, 1933; Устиев, 1961), указывающая на увеличение кислотности остаточного расплава, застывшего в процессе эффузии в виде стекла, после выделения порфировых вкрапленников плагиоклаза и темноцветных минералов.

Интересным фактом является совместное нахождение двух стекол в обсидиан-перлитах из окрестностей с. Алпаут. Петрографические особенности обсидиан-перлитов и буровато-коричневых стекловатых обособлений в них, различия в химизме, свидетельствующие об отсутствии привноса и выноса вещества, а также о перераспределении таких компонентов, как кремнекислоты, окиси натрия и калия, позволяют объяснить их образование, исходя из представления о ликвации магмы в приповерхностных условиях.

Петрохимическое описание пород

Для изучения химического состава меловых вулканических пород северной части Армянской ССР было использовано свыше 60 полных силикатных анализов, выполненных в химической лаборатории ИГН АН АрмССР (в основном по материалам А. Х. Мнацаканян, а также М. А. Сатяна) или заимствованных из литературных источников. Все использованные анализы приведены в порядке возрастной последовательности в табл. 14. Построена также петрохимическая диаграмма по А. Н. Заварицкому (рис. 10), на которую для сравнения нанесены средние типы пород по Дэли. Номера векторов на диаграмме соответствуют порядковым номерам в таблицах.

На вариационной диаграмме обособляются два роя векторов, соответствующих нижненеокомской и верхнемеловой возрастным группам. Особенности состава их рассматриваются ниже раздельно.

Нижненеокомские эффузивные породы имеют выдержанный состав от базальтов и долеритов до андезитов. Характерной петрохимической особенностью их, четко выраженной в андезитах, является повышенное содержание щелочных алюмосиликатов и пониженное — полевошпатовой извести. Этим обусловлено смещение роя векторов вправо от вариационной линии средних типов пород по Дэли, наблюдаемое на обеих плоскостях диаграммы. Из других особенностей надо отметить крутой наклон векторов на проекции cSB , отражающий постоянное и значительное преобладание в сумме щелочей Na_2O . В составе темноцветных компонентов преобладает железо и заметно понижена роль магнезии.

С уменьшением цветного индекса от базальтов к андезитам закономерно возрастает железистость, что в минеральном составе выражается в исчезновении моноклинного пироксена во вкрапленниках андезитов и в возрастании железистости гиперстена.

По классификации А. Н. Заварицкого, описываемые базальты и андезиты относятся к классам слабонасыщенных и насыщенных SiO_2 пород, умеренно богатых и богатых щелочами. В соответствии с насыщенным SiO_2 составом пород нижненеокомской серии характерным минералом — вкрапленником в них является гиперстен, выделяющийся в интрателлурических условиях одним из первых.

Верхнемеловые вулканические породы образуют непрерывный ряд от базальтов до липарито-дацитов и липаритов. Базальты и долериты, слагающие собственно эффузивные и субвулканические тела, имеют однородный химический состав и относительно средних типов пород характеризуются повышенным содержанием аноритовой извести и сокращенным количеством щелочных алюмосиликатов, а также повышенной известковистостью, железистостью и пониженной магниальностью. Рассматриваемая группа пород относится к классу ненасыщенных и слабонасыщенных SiO_2 пород, бедных щелочами. В соответствии

Химический состав меловых вулканических пород (весов. %)

Таблица 14

№ пп	Возраст	№ образца	Порода	Компоненты															Аналитик	Источник, автор коллекции	Место взятия образца
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	S	п.пл.	Сумма			
1	Нижний мел	498	Долерит-порфирит	46,44	1,73	19,29	5,45	5,82	7,62	5,01	0,15	1,67	3,43	1,72	0,39	Не опр.	2,10	100,82	В. А. Бабаян, ИГНАН АрмССР	А. Х. Мна- цакянян	С. Берд
2		519	То же	53,66	0,76	18,47	5,55	1,65	7,64	2,78	0,10	0,95	4,72	1,21	0,61	Следы	1,40	99,50	С. А. Ерибекова, НИГМИ СНХ АрмССР	То же	С. Товуз
3		523	» »	48,05	0,84	17,19	5,61	5,02	10,44	5,74	0,15	0,58	3,77	1,18	н.о.	Не опр.	1,79	100,36			
4		528	Гиперстеновый базальт-порфирит	51,80	1,05	18,14	4,56	4,91	8,89	3,74	0,14	0,84	4,10	0,92	0,29	»	0,88	100,26	В. А. Бабаян, ИГН АН АрмССР	» »	То же
5		504	Андезитовый порфирит	56,16	1,05	18,34	6,35	1,99	5,23	1,66	0,02	2,02	4,81	1,36	0,53	»	0,86	100,38	То же	» »	» »
6		534	То же	57,32	1,05	15,61	6,86	2,45	5,30	2,15	0,13	1,22	5,75	0,96	0,40	»	1,32	100,52	» »	» »	» »
7		508	» »	59,90	0,67	16,54	6,18	1,53	3,44	1,88	0,05	2,67	5,49	0,82	0,45	»	1,28	100,90	» »	» »	» »
8		512	» »	54,56	1,28	17,49	6,82	1,53	4,19	2,77	0,07	1,65	5,46	0,98	0,40	»	2,70	99,90	» »	» »	Р. Артама
9		516	» »	60,10	0,52	16,41	5,88	1,22	5,15	0,92	0,04	2,57	5,13	0,40	0,32	»	2,16	100,82	» »	» »	То же
10	Верхний ту- роп-нижний коньяк	226	Андезито-дацитовый туф	65,66	0,58	15,51	4,38	1,74	2,11	1,28	0,07	2,21	4,74	0,38	—	—	0,86	99,52	А. А. Петросян, ИГН АН АрмССР	М. А. Са- тиан	С. Ача- джур
11		321	То же	51,28	0,48	20,54	2,36	4,42	8,34	2,44	0,17	1,07	4,74	1,09	—	—	3,69	100,62	В. А. Бабаян, ИГН АН АрмССР	А. Х. Мна- цакянян	То же
12	Верхний коньяк-нижний сандон	9	Оливиновый базальтовый порфирит	47,16	0,57	18,64	4,26	4,30	7,01	6,13	0,14	0,97	4,57	0,95	—	—	4,81	99,51	С. А. Ерибекова, НИГМИ СНХ АрмССР	А. Х. Мна- цакянян	С. Кохб
13		20	То же	45,29	0,76	18,52	6,52	2,94	8,20	4,52	0,18	1,10	4,04	1,10	—	—	6,16	99,33	То же		
14		299	» »	46,80	0,64	22,43	2,91	9,00	10,36	3,90	0,19	0,38	1,59	2,60	—	—	—	100,80	А. А. Петросян, ИГН АН АрмССР	М. А. Са- тиан	С. Сариг- юх
15		584	» »	47,54	0,90	22,48	6,01	3,60	10,38	3,40	0,12	1,16	2,23	1,30	—	—	1,18	100,30			
16		37	Оливиновый долеритовый порфирит	48,47	0,83	18,85	6,86	5,08	7,40	5,57	0,04	1,75	3,38	0,87	—	—	1,43	100,53	То же	А. Х. Мна- цакянян	То же
17		281	То же	46,00	1,03	17,35	5,35	6,78	11,45	7,64	0,17	0,58	2,92	0,55	—	—	0,64	100,46	» »	То же	С. Ача- джур
18		370	» »	47,08	1,00	19,12	3,40	8,11	11,45	6,00	0,17	0,89	3,07	0,18	—	—	н.о.	100,47	» »	» »	С. Хаш- тарак
19		561	Плагноклазовый диа- базовый порфирит	58,37	0,81	15,60	5,70	2,87	6,06	2,29	0,29	0,95	4,46	0,44	—	—	1,24	99,08	С. А. Ерибекова, НИГМИ СНХ АрмССР	» »	С. Товуз

20	Верхний коньяк — нижний сангон	606	Плагноклазовый диа- базовый порфирит	45,58	0,72	19,12	5,57	4,88	9,64	5,74	0,18	0,78	3,44	0,90	0,52	—	3,48	100,55	То же	» »	С. Пара- вакар
21		551	Долеритовый плагно- клазовый порфирит	48,04	0,83	17,09	6,86	5,52	10,31	4,99	0,16	0,32	5,04	0,50	0,22	0,06	0,98	100,92	А. А. Петросян, ИГН АН АрмССР	» »	С. Товуз
22		573	Оливиновый долери- товый порфирит	46,66	0,60	18,34	4,99	3,96	13,60	3,96	0,22	0,11	3,21	1,10	0,17	—	2,52	99,44	То же	» »	С. Н. Кар- мирахпюр
23		610	То же	50,38	0,61	20,44	3,63	6,10	11,72	2,13	0,19	2,02	1,50	0,48	0,10	—	0,82	100,12	» »	» »	С. Пара- вакар
24		110	» »	46,50	0,98	17,29	4,59	9,21	11,41	6,44	0,16	0,98	2,16	0,50	—	—	0,74	100,96	» »	М. А. Са- тиан	С. Ача- джур
25		553	Плагноклазовый андезитовый порфирит	60,48	0,83	15,55	4,39	4,29	3,89	1,95	0,16	1,10	4,71	0,64	0,31	—	0,94	99,24	» »	А. Х. Мна- цаканян	С. Товуз
26		79	Плагноклаз-рогово- обманковый андези- товый порфирит	66,97	0,63	10,65	4,35	0,88	3,62	2,86	0,66	2,67	3,43	1,95	—	—	1,27	99,94	» »	То же	С. Шиш-та па, Коти- гюх
27		46	Плагноклаз-андези- товый порфирит	63,60	0,58	18,18	4,49	1,00	5,41	1,35	0,08	1,59	3,01	—	—	—	0,92	100,21	То же	» »	Г. Шорах- пюр, Ко- тигюх
28		24	Гиперстеновый анде- зитовый порфирит	55,24	0,52	19,97	6,77	0,84	8,10	2,53	0,24	1,03	2,92	—	—	—	1,48	99,64	А. А. Петросян, ИГН АН АрмССР	» »	С. Кохб
29		24a	То же	53,09	0,60	20,15	2,33	5,06	9,50	4,45	0,14	0,46	2,66	0,40	—	—	1,40	100,24	С. А. Ерибекова, НИГМИ СНХ АрмССР	Э. Г. Мал- хасян А. Х. Мна- цаканян	То же
30		752	Андезитовый плагно- клазовый порфирит	62,07	0,42	14,65	2,95	2,30	5,54	1,31	0,08	1,19	3,75	0,81	—	сл.	4,68	99,75	То же	То же	С. Маз- амлы
31		148	То же	58,79	0,54	16,23	4,48	1,36	2,48	5,88	0,08	1,71	4,48	0,66	—	—	3,05	99,74	То же	То же	С. Куши- айрум
32	Верхний сангон	466	Андезитовый порфирит	49,40	0,78	15,16	8,40	4,94	8,12	3,32	0,15	2,14	2,46	6,02	—	—	—	100,89	В. А. Бабаян, ИГН АН АрмССР	М. А. Са- тиан	С. Сар- игюх
33		467	То же	52,20	0,58	15,50	3,52	8,01	8,70	2,20	0,06	2,24	2,98	0,46	—	—	3,52	99,97	То же	То же	То же
34		199	Двупироксеновый андезито-базальто- вый порфирит	54,10	0,80	15,94	7,24	2,52	7,71	3,62	0,16	2,04	2,61	0,28	—	—	2,12	99,14	З. Гаспарян, ИГН АН АрмССР	А. Х. Мна- цаканян	» »
35		179	То же	53,47	0,78	16,90	2,90	4,13	7,60	2,70	0,06	2,90	3,55	0,76	—	—	4,95	100,70	То же	То же	» »
36		479	» »	52,59	0,92	18,87	4,64	4,67	8,17	4,81	0,19	0,84	2,12	0,42	—	—	2,18	100,42	» »	М. А. Са- тиан	» »
37		194	Миндалекаменный андезитовый порфи- рит (измененный)	68,94	0,58	13,83	3,55	0,21	2,03	0,29	0,07	4,08	4,42	0,15	0,81	—	0,82	99,78	С. А. Ерибекова, НИГМИ СНХ АрмССР	А. Х. Мна- цаканян	» »
38		194a	Миндалекаменный андезитовый порфи- рит (измененный)	63,76	0,61	13,94	2,38	1,72	3,08	0,75	0,09	2,22	5,10	0,67	0,93	—	4,59	99,83	С. А. Ерибекова, НИГМИ СНХ АрмССР	То же	» »
39		203	Оливиновый долерит- порфирит (доло- рит «А»)	47,63	0,85	14,00	4,25	6,00	9,79	10,43	0,09	0,77	2,88	0,34	—	—	2,61	99,64	В. А. Бабаян, ИГН АН АрмССР	» »	» »

Таблица 14 (окончание)

№ пп	Возраст	№ образца	Порода	Компоненты												Аналитик	Источник, автор коллекции	Место взятия образца			
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	S				III. п.	Сумма	
40		«Свежий» 38	Андезитовый миндалекаменный порфирит	69,98	0,66	14,02	3,19	0,94	1,96	0,53	0,12	4,96	3,78	0,50	—	0,09	0,66	100,39	В. А. Бабаян, ИГН АН АрмССР	Я. А. Драновский, В. З. Левковский	С. Сариглюх
41		Ср. из 3 анализов	Липаритовый порфир	67,46	0,31	14,56	3,65	0,33	2,13	0,71	0,01	6,10	2,47	0,34	—	—	1,82	99,89	А. А. Петросян, ИГН АН АрмССР	М. А. Сатян, А. Х. Мнацаканян	То же С. Кохб
42		587	Туф литокристалло-кlastический	69,18	0,15	15,09	4,26	н.о.	0,59	н.о.	сл.	7,29	1,86	0,14	—	—	0,46	99,02	То же	М. А. Сатян	То же
43		585	То же	69,20	0,38	13,98	3,98	0,40	2,10	0,86	сл.	4,82	2,30	0,50	—	—	1,40	99,92	» »	То же	» »
44		138	Туф кристалловитро-кlastический	66,05	0,22	13,49	1,15	0,57	2,24	0,41	0,05	2,00	3,62	1,50	—	—	9,18	100,48	С. А. Ерибекова, НИИ МИ	А. Х. Мнацаканян	С. Алпаут
45		Ср. из 4 анализов	Трассы	66,19	0,15	12,32	—	1,26	4,06	1,24	0,09	1,53	2,16	2,02	—	0,18	9,24	100,44			
46	Верхний кантон	Ср. из 2 анализов	» » Дациитовый порфир	65,86	0,11	10,94	0,64	0,42	5,05	0,48	0,02	1,06	1,98	3,10	—	—	10,49	100,15	То же » »	Ш. А. Азизбеков, Г. А. Керимов 1941 г.	Абастани-ское ме-сторожде-ние
47		«Кз» 334		63,70	0,36	15,74	2,09	0,73	3,66	1,23	0,05	3,63	3,70	1,00	—	—	4,62	100,51	В. А. Бабаян, ИГН АН АрмССР С. А. Ерибекова, НИИ МИ	То же А. Х. Мнацаканян	С. Тауз С. Н. Кармихпор Кзылбулах С. Лали-гюх
48		63	Липарит-биотитовый порфир	68,16	0,27	14,03	2,19	0,71	1,26	0,71	0,02	5,60	4,16	0,23	—	—	1,88	99,22	То же	Купол Кзылка у г. Супсаркис	Купол Кзылка у г. Супсаркис
49		63 Ср. из 4 анализов	То же	69,59	0,12	16,34	3,33	0,76	1,82	0,90	—	1,65	3,64	0,55	0,72	0,67	100,09		Р. Н. Абдуллаев, 1958 г.	Г. Супсаркис	Г. Супсаркис
50		» »	» »	70,42	0,28	15,72	2,03	—	1,89	0,60	—	2,96	4,16	0,60	0,18	0,78	99,62	» »	В. И. Славиц, 1947 г.	То же	Купол Гоазан
51		Ср. из 3 анализов	» »	70,42	0,76	15,16	1,51	0,98	2,08	1,18	—	2,86	2,87	1,68	0,64	0,56	100,70	» »	Р. Н. Абдуллаев 1958 г.	Купол Гоазан	Купол Гоазан

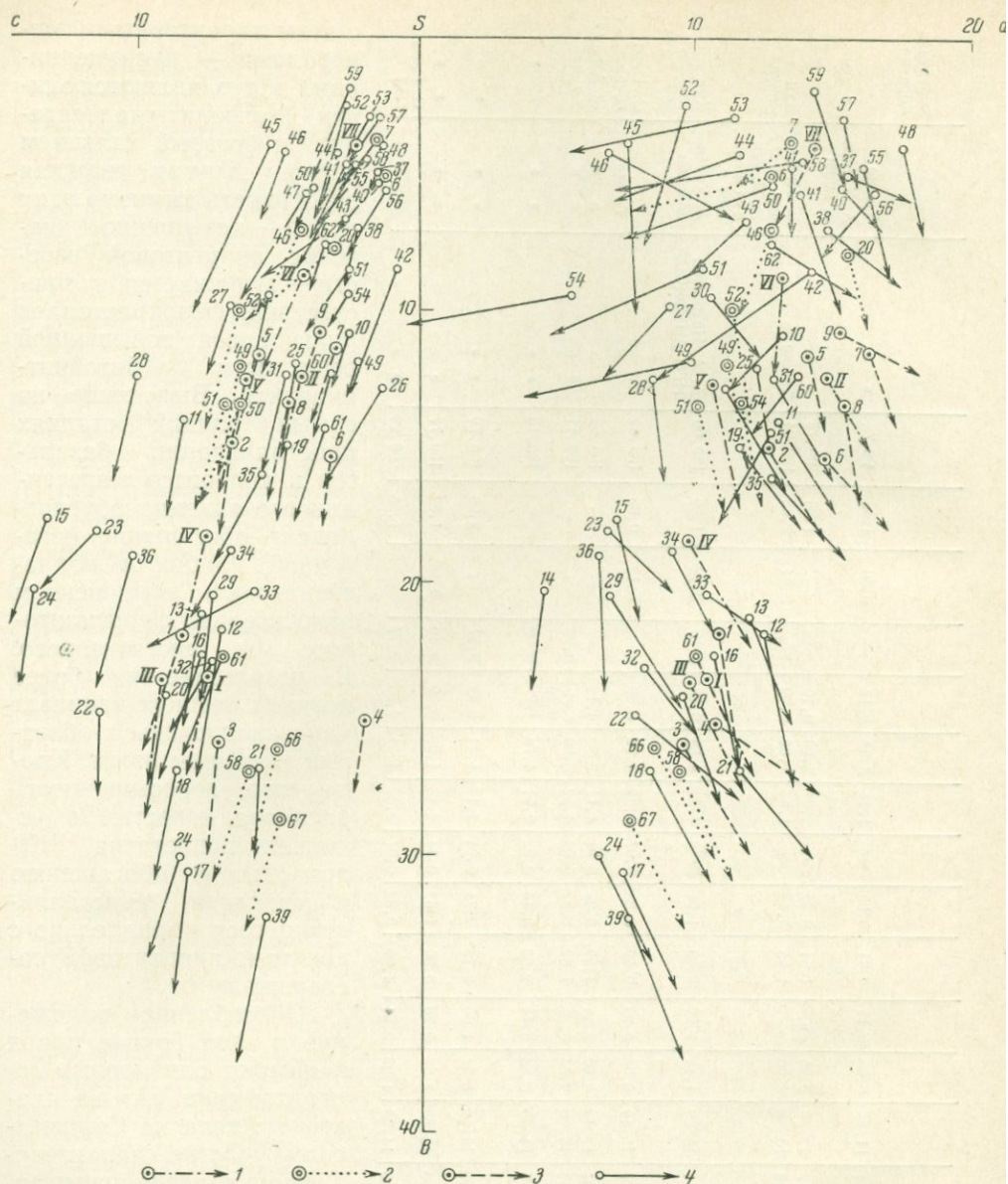


Рис. 10. Диаграмма химических составов меловых вулканических пород

1 — средние типы пород меловых серий; 2 — средние типы пород по Дэли; 3 — вулканические породы нижнего неокома; 4 — вулканические породы верхнего мела

знаков (Мнацаканян, 1965), рассматриваются как образовавшиеся в результате ранней магматической сегрегации.

Андезито-базальтовые и андезитовые порфириды по ряду параметров обнаруживают сходство с рассмотренной выше группой базальтов и долеритов — в них также повышено содержание анортитовой извести, железистого компонента и понижена магнезиальность. Вместе с тем эволюция химического состава с возрастанием степени насыщенности SiO_2 и увеличением железистости приводит к закономерной смене во вкрапленниках оливина и кальциевого авгита гиперстеном и железистым авгитом, ассоциирующих с плагноклазом повышенной основности. Появление именно этого парагенезиса очень характерно и объясняется

тем, что переход от базальтов к андезито-базальтам и андезитам не сопровождался резким возрастанием активностей щелочей и роли летучих, следствием чего должна была послужить кристаллизация роговой обманки.

Липарито-дацитовые и липаритовые порфиры, являющиеся продуктами завершающего этапа верхнемелового цикла вулканизма, характеризуются неоднородностью составов. В целом в них резко повышается щелочность и сокращается содержание полевошпатовой извести. Относительно средних типов липаритов, по Дэли, отмечается значительный разброс векторов, связанный, с одной стороны, с резкими колебаниями значений фемической составляющей, с другой — колебаниями параметра «а» и появлением составов, заметно обогащенных щелочами. Одной из наиболее важных характеристик липаритов является соотношение Na_2O и K_2O в сумме щелочей; по этому признаку выделяются следующие разности: 1) липариты, в которых Na_2O заметно преобладает над K_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$); в них отмечается также низкое содержание глинозема и иногда появляется параметр «с'». В петрографическом отношении эти разности соответствуют роговообманковым липаритам левобережья р. Тауш; 2) липариты, в которых Na_2O и K_2O непостоянны; отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ колеблется в пределах от 0,8 до 1,5, приближаясь в среднем к единице. Эта разность соответствует биотитовым липаритам левобережья р. Джогас. Она характеризуется также высокой пересыщенностью глиноземом, что, наряду с повышением содержания калия, приводит к образованию во вкрапленниках темноцветных минералов вместо биотита роговой обманки; 3) липариты, в которых K_2O резко преобладает над Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 2$). Они соответствуют кварцевым и плагиоклазовым липаритам района с. Кохб. Вкрапленники темноцветных в них редки и представлены сильно железистым биотитом. В туфах верхнего турона — нижнего коньяка Na_2O резко преобладает над K_2O .

Вулканические стекла липаритового состава, развитые в левобережье р. Джогас, по содержанию воды (1,50—4,24%) относятся к перлитам. Состав их заметно обогащен щелочами, причем при постоянстве суммы щелочей соотношения $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ в стекле-цементе и в буроватых шаровидных обособлениях различны. Стекла характеризуются также пониженной глиноземистостью, вследствие чего в плоскости аSB векторы их направлены круто или обращены вправо (параметр «с'»).

По классификации А. Н. Заварицкого, все рассмотренные разности липаритов и перлитов относятся к классу пересыщенных кремнекислотой, умеренно богатых и богатых щелочами. Кроме того, обособляется группа сильно пересыщенных кремнекислотой пород, в которую входят трассы левобережья р. Тауш, характеризующиеся наличием «активного» кремнезема, и кварцевые липариты экструзива г. Карачал.

Рассмотренные особенности химического состава подводят к выводу о том, что вулканические породы разновозрастных групп образуют в целом две петрохимические ассоциации — нижненеокомских и верхнемеловых пород. Положение вариационных линий составов выделенных ассоциаций (рис. 11) указывает на принадлежность их к известково-щелочным ассоциациям тихоокеанского типа.

Вариационная линия составов нижненеокомских вулканических пород, отражая сравнительно повышенную щелочность серии, занимает крайнее правое положение в ряду щелочноземельных ассоциаций и располагается между вариационными кривыми Йеллоустонского парка и Этны. Характер наклона вариационной линии указывает на резкий темп возрастания щелочности в ходе дифференциации, которая идет за счет Na_2O .

В верхнемеловое время в пределах основных структурных единиц (Прикуринской зоны, Иджеванского и Таузского прогибов) развиваются параллельные ряды ассоциаций вулканических пород, относящихся к

единому петрохимическому типу. Вариационные линии этих составов, отражая более известковистый характер их, отчетливо сдвинуты влево и протягиваются вдоль вариационной кривой Лассен-Пик. В Прикуринской зоне и Таузском прогибе развиваются базальт-липаритовые ряды, различия между которыми проявляются лишь в конечных членах — в соотношениях щелочей и других характеристиках липаритовых порфиров. Эти ряды показаны на рис. 11 общей вариационной линией (II),

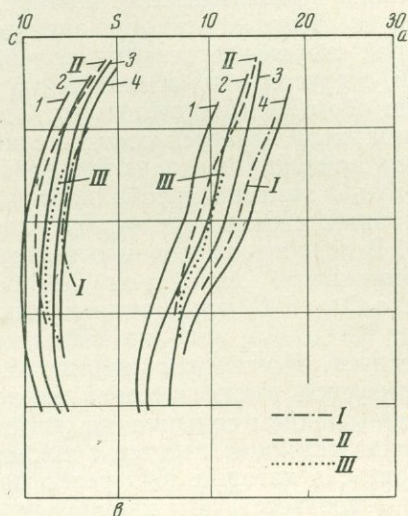


Рис. 11. Вариационные линии составов меловых вулканических пород

I — нижнеэоценовая серия; II — верхнемеловая серия Прикуринской зоны и Таузского прогиба; III — верхнемеловая серия Иджеванского прогиба
1 — тип Пеле; 2 — тип Лассен-Пик; 3 — тип Йеллоустонского парка; 4 — тип Этны

которая в дацит-липаритовом конце заметно отклоняется от кривой Лассен-Пик к Йеллоустонскому парку, — обстоятельство, указывающее на более резкое по сравнению с породами ассоциации Лассен-Пик увеличение щелочности в ходе эволюции. На проекции cSB кривая отклоняется в базальт-андезитовой части к вариационной линии Пеле, отра-

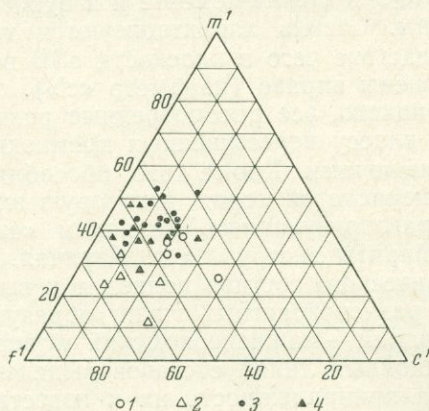


Рис. 12. Тройная диаграмма $f'-m'-c'$ для базальтов, долеритов и андезитов меловых вулканических серий

1 — базальты и долериты нижнего эоцено; 2 — андезиты нижнего эоцено; 3 — базальты и долериты верхнего мела; 4 — андезиты и андезитобазальты верхнего мела

жая повышенное содержание полевошпатовой извести. Одновременно в Иджеванском прогибе развивается параллельный указанным рядам базальт-андезитовый ряд, вариационная линия составов которого также очень близка к типу Лассен-Пик.

Таким образом, эволюция единой по составу базальтовой магмы приводит в зависимости от тектонических условий к появлению липаритов в Прикуринской зоне и Таузском прогибе и андезитобазальто-андезитов — в Иджеванском.

Из всего сказанного ясно, что основные различия между нижнемеловой и верхнемеловой ассоциациями состоят в повышенной щелочности первой и повышенной известковистости второй. Определенные раз-

личия проявляются между ними также в дополнительной числовой характеристике. На тройной диаграмме, отражающей соотношения железистого, магнезиального и известкового компонентов в фемической составляющей базальтов и андезитов различных возрастных групп, обособляются два роя фигуративных точек (рис. 12). Точки, соответствующие нижнемеловым породам, группируются ниже центра, ближе к стороне $f'm'$, что указывает на низкую магнезиальность и сравнительно высокую железистость их состава. Верхнемеловые базальты и андезиты, как видно из диаграммы, отличаются большей магнезиальностью и известковистостью.

Для выявления различий между нижнемеловой и верхнемеловой сериями нами рассчитаны также сериальные индексы по А. Ритману (1964) (Ritman, 1953), отражающие зависимость между возрастанием в одном случае кремнезема и суммы щелочей (σ), в другом — глинозема и суммы щелочей (An). Индексы рассчитываются по формулам

$$\sigma = \frac{(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})^2}{\text{SiO}_2 - 43},$$

$$\text{An} = \frac{0,9 \text{ Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + 1,5 \text{ Na}_2\text{O})}{0,9 \text{ Al}_2\text{O}_3 + (\text{K}_2\text{O} + 1,5 \text{ Na}_2\text{O})},$$

в которых основные компоненты участвуют в весовых процентах. В табл. 15 приведены средние значения этих величин для главных типов пород.

По сериальным индексам Ритман разделяет известные три основные ассоциации вулканических пород (Тихоокеанскую, Атлантическую и Средиземноморскую) на ряд типов. Кроме того, указанные величины

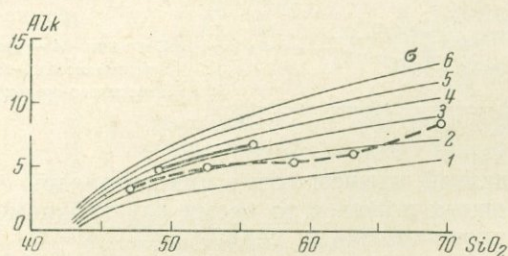


Рис. 13. Диаграмма А. Ритмана для химических составов меловых вулканических пород

позволяют выявить характер главного петрогенетического процесса, приведшего к возникновению единой серии вулканических пород. На графике, изображенном на рис. 13, вариационные линии большинства вулканических серий, которые образованы в результате кристаллизационной дифференциации, приближаются к горизонтальным параболам, сходящимся в фокусе с $\text{Alk}=0$ и $\text{SiO}_2=43$. Расположение вариационных кривых изученных меловых серий между определенными параболами позволяет отнести нижнелавинскую серию к слабоизвестково-щелочному типу, верхнемеловую — к среднеизвестково-щелочному. Необходимо также отметить, что отклонение линии составов верхнемеловой серии от параболы $\sigma=2$ в липарито-дацитах и липаритах и некоторое уменьшение их сериального индекса должно указывать, по А. Ритману, на определенную роль процессов ассимиляции сиалического материала, проявившихся на конечных этапах магматической дифференциации исходного базальтового расплава.

Таким образом, особенности эволюции химического состава пород меловых серий во времени указывают на отчетливую тенденцию к понижению щелочности и возрастанию известковистости от нижнелемеловских к верхнелемеловым образованиям.

В этом отношении интересно также рассмотреть вариационные диаграммы для суммы щелочей и извести, построенные по методу Х. Куно

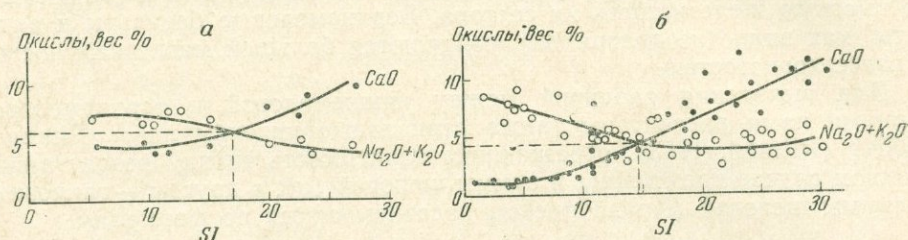


Рис. 14. Диаграмма Х. Куно для вулканических пород меловых серий
а — нижний мел; б — верхний мел

(Куно, 1959) (рис. 14). Для нижнелемеловой серии пород получено значение щелочно-известкового индекса, равное примерно 17,5 при $\text{CaO} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,3$; для верхнелемеловой серии соответственно 15 и 46, что указывает на принадлежность обеих серий к известково-щелочным. Однако, как видно из сводной диаграммы (рис. 15), фигуративные точки разновозрастных серий в поле известково-щелочных пород значительно

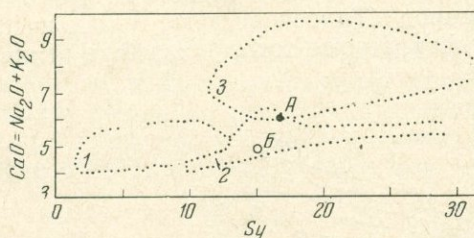


Рис. 15. Положение меловых вулканических серий Прикуриинской системы на сводной диаграмме Х. Куно

Серии: А — нижнелемеловая; Б — верхнелемеловая; 1 — толеитовая; 2 — известково-щелочная 3 — щелочная

удалены одна от другой, причем точка нижнелемеловой серии смещена к границе поля щелочных пород, в то время как верхнелемеловая — к основанию поля известково-щелочных серий.

Характерной особенностью обеих серий мелового возраста является постоянство суммы алюмощелочных компонентов (величины $\text{alkal} = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ по Стейнеру (Steiner, 1958), значение которой для нижнелемеловой серии колеблется в пределах 24—24,2, для верхнелемеловой — в пределах 21,7—23,6 (см. табл. 15).

Таким образом, рассмотренные особенности химизма вулканических образований, сериальная зависимость в изменении содержаний окислов главных петрогенных элементов, небольшие колебания значений индекса «σ» и постоянство суммы глинозема и щелочей в пределах отдельных серий позволяют рассматривать разнообразные по химическому составу породы в каждой из этих серий как генетически связанные образования.

Устанавливается также, что субвулканические и дайковые образования, пространственно связанные с различными возрастными комплексами, наследуют основные черты химизма собственно эффузивных разностей. Отмеченные существенные различия в химизме разновозрастных серий, а также особенности эволюции химического состава пород в пределах каждой из них хорошо согласуются с результатами минералого-геохимического исследования этих образований. Каждая из изученных вулканических серий характеризуется специфической ассоциацией аксессуарных минералов и микроэлементов, проходящей через

Характерные величины и признаки меловых вулканогенных серий Северной Армении

Возраст	Главная порода	[Серийные индексы и серии по А. Ритмату, (1964; Rittman, 1953)]					Индекс затвердения и щелочной известковый индекс по И. Кунэ (Kuno, 1959)					Характеристика серии по А. Н. Заварицкому, 1944				
		σ	отношение щелочей	An	p	Характер серии	SJ	SJ для серии	CaO= Na ₂ O+ K ₂ O	Тип серии	a ¹ /a ¹	a/c	Q	Класс и группа	Тип ассоциации	
Нижний мел	Базальты	4,1	Na>K	0,42	54	Слабый (суб-известково-щелочной)	24,0	17,5	6,2	↑	23,9	1,4	—9,8	5/196	Переходный к щелочному	
	Андезиты	3,7	Na>K	0,20	52		10,8				24,2	3,5	+3,0	4/13а		
Верхний мел	Базальты	2,9	Na>K	0,57	60	Средний (известково-щелочной)	24,8			Известково-щелочная серия	23,6	1,0	—136	5/196	Щелочные	
	Андезиты	2,2	Na>K	0,43	61		21,6	15,0	4,6		22,5	1,3	+1,4	3/10		
	Андезиты	2,0	Na>K	0,30	60		19,6				21,7	1,8	+129	3/9		
	Липаритоиды	2,5	Na≧K	0,26	60		12,6				22,3	3,1	+172	2/5		
	Липариты	2,6	Na≧K	0,13	60		4,1				22,5	6,5	+280	2/4		

все образования данной серии, что указывает на геохимическую индивидуализированность исходных магм базальтового состава. Поведение микроэлементов в ходе дифференциации и образования разновозрастных серий закономерно и определяется близостью их к главным петрогенным элементам. Направленное развитие вулканической деятельности в нижнем неокме и коньяке — сантоне в сторону появления более кислых дифференциатов обусловило возрастание в ходе эволюции магмы роли малых петрогенных и редких элементов и свинца и убывание содержания элементов группы железа, некоторых металлогенных элементов и галлия. Более детально геохимические и аксессуарно-минералогические особенности меловых вулканических образований рассмотрены в статье Мнацаканян (1965).

ВЕРХНЕМЕЛОВАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ СЕРИЯ ВЕДИНСКОГО ПРОГИБА

Район развития верхнемеловых вулканических образований Еревано-Вединского синклинория охватывает между рекой Чатма — Веди и в геоморфологическом отношении входит в область южных хребтов Армянской ССР (Геология Армянской ССР, т. I, 1962). В соответствии с региональными тектоническими структурами для этой области характерны параллельные, дугообразно изогнутые антиклинальные хребты северо-западного простирания (Еранос, Ерах, Котуц и др.), разделенные широкими субсеквентными долинами рек Веди, Шагап и др.

В верхнемеловое время Еревано-Вединская геосинклиналь имела в целом северо-западное простирание, подчиненное общему направлению палеозойских складчатых структур.

тур. Как показали детальные исследования последних лет (Р. А. Аракелян, В. Т. Акопян, М. А. Сатиан и др.), она представляла систему кулисообразно расположенных более мелких прогибов (Карабахляр-Двинский, Веди-Хосровский, Дагнаский, Разданский и др.), разделенных поднятиями палеозойского основания. Позднее, в date — палеоцене и в эоцене зоны максимального прогибания смещаются к западу и соответствующие им структуры приобретают антикавказское направление.

Наиболее полные и хорошо обнаженные разрезы верхнемеловых вулканических образований известны в Вединском (Хосровском) прогибе. Карабахляр-Двинский прогиб представляет собой погребенную структуру, выявленную благодаря детальным поисково-разведочным работам и изученную в опорных скважинах (Р. А. Аракелян и др.). Мощность вулканогенно-обломочных образований верхнего мела в нем составляет около 700 м. В Разданском поперечном прогибе проявлений вулканизма нет. Верхнемеловые вулканические накопления Вединского прогиба изучались в 1960 г. одним из авторов (А. Х. Мнацаканян). Ниже приводятся краткие результаты этих исследований.

Вулканизм верхнемелового времени на описываемой территории связывается с заложением среднеальпийского прогиба по глубинному разлому сереро-западного простираия на консолидированное палеозойское основание и по своим особенностям соответствует начальным этапам развития геосинклинальных прогибов. Возрастное положение свиты вулканогенно-обломочных пород Вединского прогиба соответствует нижнему коньяку. Эта свита развита в бассейне р. Веди и ее притоков — Кёсуз, Ахсу, Армик, Хосров, в районе с. Дашлу и на южном, юго-восточном склонах хребта Ерах. Она сложена на всем протяжении главным образом порфиритами, чередующимися с пачками и линзами известняков, кремнистых пород, реже алевритовых песчаников; роль обломочных вулканических продуктов в строении свиты незначительна. К участкам развития свиты пространственно приурочены выходы большого числа мелких интрузивных тел гипербазитов.

Мощность вулканогенно-обломочных образований изменяется от 500 м в разрезе близ с. Азизкенд до 210—120 м в нижнем течении р. Кёсуз и в ущелье р. Хосров. У с. Дашлу и на южных и юго-восточных склонах хребта Ерах подошва свиты не обнажается и данными относительно ее мощности мы не располагаем.

Для свиты характерны частые взаимопереходы отдельных ее составляющих, но в целом она сравнительно фациально выдержана и имеет сходные разрезы на отдельных участках. Вместе с тем наблюдается сокращение мощности свиты и количества лавового материала в ее составе по направлению от осевой части прогиба к его бортам. Обычно в основании свиты залегают миндалекаменные порфириты (ущелье р. Хосров) и обломочные разности, представленные лавовыми, частично туфовыми брекчиями на участке с. Азизкенд (60 м), мелкообломочными туфами (22 м) в нижнем течении р. Кёсуз и своеобразными порфиритокарбонатными брекчиями в ущелье р. Хосров. Выше следует чередование диабазовых, базальтовых и мандельштейновых порфиритов, разделенных известняками и песчаниками. В верхних частях разреза у с. Азизкенд и в ущелье р. Хосров начинают преобладать известняки и песчаники, которые и перекрываются верхнеконьякскими отложениями. Среди песчаников в составе последних встречена пластовая залежь диабазы (с. Азизкенд) мощностью 10 м.

Лавовые разности свиты образуют, несомненно, ряд потоков или покровов. Однако участок их развития имеет сложное тектоническое строение и свита настолько деформирована во время складкообразования, что восстановить первичное строение и морфологию отдельных потоков или покровов почти невозможно.

Для порфиритов весьма характерны совершенно неправильная, глыбовая отдельность и сильная трещиноватость со следами сжатия и кли-

важа. Относительно редко (правый берег р. Веди, к северо-востоку от с. Азизкенд) наблюдается шаровая отдельность. При этом промежутки между отдельными, неплотно прилегающими один к другому шарами заполнены карбонатным материалом.

Лавы свиты представлены диабазовыми и базальтовыми андезито-базальтовыми порфиритами. Наиболее стекловатые их разновидности (вариолитовые, афанитовые) слагают преимущественно верхние части потоков.

Дайки порфиритов встречаются редко и, возможно, скрыты под лавовыми покровами. К северо-востоку от с. Азизкенд встречена дайка широтного простираения мощностью 5—6 м, сложенная обычными для участка диабазовыми порфиритами. В. Л. Егоян (1955) отмечает также дайку «спилитов» в ущелье р. Хосров, где они секут туронские рудистовые известняки в ядре Агасалинской антиклинали.

Лавовые брекчии у с. Азизкенд состоят из включений неправильной остроугольной формы (4—7 см), погруженных в измененную лавовую массу. Обычно цемент брекчий представлен диабазовыми порфиритами, в то время как в обломках присутствуют менее раскристаллизованные разновидности (вариолитовые и афанитовые.)

Туфы, развитые в низах свиты, по левому борту р. Кёсуз, в нижнем ее течении имеют мелкообломочный облик, перебиты густой сетью карбонатных прожилков и макроскопически подчас неотличимы от порфиритов.

Порфирито-карбонатные брекчии ущелья Хосров залегают на плитчатых красноватых известняках и состоят из остроугольных, неокатанных обломков базальтовых порфиритов (афировых и с вариолитовой структурой основной массы), крепко сцементированных карбонатной массой, сходной с подстилающими породами. Количество и размер обломков в брекчиях возрастают по вертикали и в верхней части обнажения породы приобретают облик брекчиевых порфиритов с сетью карбонатных прожилков.

Порфирито-карбонатные брекчии и частично обычные порфириты хосровской свиты по своим особенностям сходны с породами, описанными А. Н. Соловкиным (1939) и В. Е. Хаиным (1949) из юго-восточного Карабаха и долины р. Кюррак-чай, под названием «карабахитов». Согласно В. Е. Хаину, «карабахиты» — продукты подводных излияний в бассейне, в котором шло накопление хемогенного карбоната кальция. Однако при объяснении генезиса «карабахитов» и сходных с ними пород непременно следует учитывать несоизмеримость скоростей образования карбонатного осадка и излияния лавы.

Хосровские порфирито-карбонатные брекчии могли образоваться при кратковременных взрывных явлениях, когда обломки порфиритов попадали в уже осевший карбонатный ил. Впоследствии количество обломковросло и они как бы погребали под собой карбонатный осадок (появление вверх по мощности брекчиевых порфиритов). Позднее вследствие поствулканической гидротермальной деятельности по трещинам и прожилкам отлагался карбонат. Этот смешанный карбонатно-порфиритовый материал уплотнялся и цементировался в дальнейшем и на месте, не испытывая водного переноса.

Следует отметить, что преимущественное развитие среди изверженных вулканических продуктов массивных лавовых разновидностей, однообразный петрографический состав порфиритов могут указывать на преобладание трещинных извержений в подводных условиях (переслаивание порфиритов с нормально-осадочными породами).

По петрографическому составу породы описываемой свиты отличаются однообразием и представлены в основном базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиритами. По структурным признакам среди них выделяются диабазы, диабазовые, базальтовые и миндалекаменные порфириты, слагающие преимущественно самостоятельные геологиче-

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Вулканогенные образования палеогенового возраста описываются здесь в пределах части Севано-Ширакского и Айоцзор-Ордубадского синклинориев.

По сложившимся к настоящему времени представлениям (Паффенгольц, 1946, 1959; Габриелян, 1956, 1959; Асланиян, 1958; Багдасарян, 1950, 1956; Мкртчян, 1959, 1962; Саркисян, 1959, 1964, и др.), обширная территория Севано-Ширакского синклинория — одна из крупных, неоднородных и сложно построенных структурных единиц Малого Кавказа.

Согласно принятому в главе I подразделению Севано-Ширакский синклинорий представляет собой пример гетерогенного прогиба, в центральной части которого палеогеновые структуры унаследованы от верхнемеловых и несогласно (?) наложены на юрский складчатый фундамент. В северо-западной части синклинория палеогеновые отложения налегают совместно с меловыми на палеозойское основание и общее направление прогиба является секущим в отношении структур последнего. Юго-восточная часть синклинория, приуроченная к северо-восточному побережью оз. Севан, располагается в пределах близмеридиональной системы приподнятых блоков герцинского основания. Следует, однако, отметить, что непосредственных выходов герцинских пород в пределах этого участка не установлено, что связано, по-видимому, с общим погружением в палеогене области Севано-Ширакского синклинория вдоль главного тектонического шва. Вместе с тем анализ фаций верхнемеловых отложений показывает, что в этот период юго-восточный блок в пределах упомянутого синклинория оставался относительно приподнятым и палеогеновые отложения налегают здесь преимущественно на юрские, наследуя их северо-западное простирание. Таким образом, этот участок синклинория отличался от центральной его части более высоким положением субстрата.

Далее к юго-востоку палеогеновые отложения залегают согласно на верхнемеловых в результате длительного прогибания в течение верхнего мела и палеогена и как те, так и другие дислоцированы в том же плане, как и подстилающие их юрские отложения. Границами описанных разнородных участков являются поперечные ослабленные зоны древнего заложения, прослеживающиеся далеко за пределы Севано-Ширакского синклинория.

Граница центрального и расположенного непосредственно к юго-востоку блоков проходит по юго-западному продолжению Иджеванского поперечного разлома. В пределах Севано-Ширакского синклинория этот разлом фиксируется флексуобразным изгибом палеогенных толщ, длительным по времени проявлением вулканизма, и многочисленными дайками основного и среднего состава. Восточная граница упомянутого выше блока, прилегающего с юга к Шамхорскому выступу, лежит на продолжении меридионального разлома, простирающегося по линии Ехегнадзор — р. Сулак.

Проведенные нами исследования были сосредоточены в пределах трех перечисленных разнородных участков Севано-Ширакского синклинория от его северо-западного окончания до юго-восточных отрогов Мургузского хребта. В соответствии с этим описание палеогенового вулканизма приводится ниже раздельно для каждого из этих участков.

Для Айоцзор-Ордубадского синклинория нами изучался вулканизм его восточной части, в пределах которой палеогеновые отложения подстилаются палеозойскими и верхнемеловыми и характеризуются северо-западным направлением складчатости. Следует отметить, что Айоцзор-Ордубадский прогиб, несмотря на наличие значительных перерывов между слагающими его палеогеновыми образованиями и залегающими в основании разновозрастными комплексами пород, повторяет свойства более древним структурам простираясь.

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СЕРИИ СЕВАНО-ШИРАКСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Согласно геоморфологическому районированию территория Севано-Ширакского синклинория входит в подобласть внутренних хребтов и впадин Малого Кавказа (Геология Армянской ССР, т. I, 1962). Основные особенности рельефа и здесь контролируются главными тектоническими направлениями. Так, широтные и северо-западные хребты Ширакский, Базумский, Памбакский, Арегунийский, Мургузский и другие, подчинены системе разломов главного тектонического шва. Характерны обращенные формы рельефа, так как каждый из хребтов представляет собой крупную синклинальную складку. Преобладающая высота хребтов 2000—2500 м, причем наибольшие отметки характерны для центральных участков синклинория, к которому приурочены вершины, превышающие 3000 м (Халаб и Тежсар).

Наиболее крупные реки района Дебет и Агстев и их верхние притоки Чичкан, Памбак, Танзут, Гетик и другие, принадлежащие системе р. Куры, также имеют северо-западное или субширотное направление долин, которое у описанных выше поперечных разломов резко меняется на северо-восточное — близмеридиональное.

Формирование Севано-Ширакского трогообразного прогиба, по мнению большинства исследователей, началось в нижнем мелу, по К. А. Мкртчяну (1962) — в начале палеогена, а по данным некоторых исследователей (Милановский и Хаин, 1963) — даже в верхней юре. Как уже неоднократно отмечалось, прогиб возник вдоль главного тектонического шва Малого Кавказа, разграничивающего две крупные структурно-фациальные зоны, испытывающие тектонические движения противоположных знаков.

Максимальное погружение и вулканизм в пределах Севано-Ширакского прогиба относятся к эоцену, причем различные его участки захватывались этими процессами одновременно. Эоценовые отложения представлены преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными фациями, и только в начале этого периода на отдельных участках происходило отложение известняков севанской свиты (Саркисян, 1959).

После верхнего эоцена — олигоцена область испытала общее воздымание и превратилась в складчатое сооружение. К этому времени вулканические процессы в пределах Севано-Ширакского синклинория затухают и слабые его проявления известны только в юго-восточной части. Отложения этого возраста представлены континентально-лагунными угленосными отложениями дилижанской свиты.

Палеогеновая толща подразделяется на два относительно самостоятельных комплекса, отличающихся по петрографическому составу, геохимическим особенностям, характеру вулканизма и отделенных один

Стратиграфическая схема и состав палеогеновых вулканогенных образований
Севано-Ширакского синклинория

Комплекс	Возраст	Название свит	Состав (в возрастной последовательности)
II	Верхний эоцен — олигоцен?	Памбакская	Субвулканические трахиты, трахиандезиты; целочные эффузивы; липариты, трахилипариты, андезиты, андезито-базальты, их пирокласты, а также туфопесчаники, конгломераты, и т. д.
I	Средний эоцен	Блданская (свита липаритов и их пирокластов)	Субвулканические липариты, дациты; липариты, их туфы, туфобрекчии, а также туфопесчаники
		Базумская	Черные и серые дациты, андезито-дациты, андезиты, их лавобрекчии, туфы, туфобрекчии, андезито-базальты, базальты, отдельные пачки и прослои туфопесчаников, алевролитов
		Ширакская (туфо-осадочная)	Туфопесчаники, алевролиты, конгломераты, туфобрекчии, в верхней части разреза потоки базальтов, спилитов, андезитов, пластовые тела долеритов и дайки различного состава
	Нижний—средний эоцен	Желтореченская (лусах-пюрская, спитакская)	Липариты, дациты, их туфы, туфобрекчии и субвулканические аналоги, андезиты, андезито-базальты, их туфобрекчии с прослоями песчаников и линзами известняков; андезито-дациты, дациты, их туфобрекчии

от другого перерывом в осадконакоплении, складчатостью и внедрением интрузий.

Породы смяты в линейные складки близширотного, северо-западного простирания, осложнены вторичной складчатостью и разрывными нарушениями. Последние играют важную роль в тектонике и ведущую в магматизме и металлогении района.

Внутри комплексов выделены отдельные свиты, характеризующиеся более узким возрастным интервалом и определенным составом продук-

Таблица 17

Абсолютный возраст вулканических и экструзивных образований
Севано-Ширакского синклинория

Свита	Порода, фация	Возраст, млн. лет	
		К—Аг метод	дисперсия двупреломления
Желтореченская (нижний—средний эоцен)	Дацит (поток)	—	$50,5 \pm 1,5$
	Липаритовый порфир (экструзия)	46 ± 2	45 ± 1
	Липарит (дайка)	—	$44,0$
Базумская (средний эоцен)	Андезито-дацит (поток)	—	44 ± 1
	Андезит (поток)	—	42 ± 2
Блданская (средний эоцен)	Липарит (поток)	—	$40,5 \pm 1,5$
	Липарит (экструзия)	48 ± 1	42 ± 1
Памбакская (верхний эоцен—олигоцен)	Андезит (поток)	—	$39 \pm 1,5$
	Трахилипарит (экструзия)	—	$36 \pm 1,5$
	Эпилейцитовый порфир (поток)	$40,5 \pm 1,5$	—
	Эпилейцитовый порфир (поток)	$37,5 \pm 0,5$	—
	Трахит лавобрекчия	$36,0$	—
	Кварцевый санидиновый трахит (экструзия)		
	по санидину	36 ± 3	—
	по биотиту	31 ± 3	—

В общих чертах они характеризуются широким развитием преимущественно эксплозивного материала кислого состава. Это — туфы, туфобрекчии, туфолавы липаритов и дацитов, которые чередуются с прослоями алевролитов, песчаников, туффитов, также состоящих из перетолженного кислого материала. В разрезах установлены дайки различного состава, пластовые тела диорит-порфиритов и экструзии липаритов и дацитов.

В районе с. Лусахпюр разрез по Ширакскому хребту представлен в следующем виде (рис. 16).

Мощности отдельных прослоев колеблются от 5 до 30 см и редко достигают 1,5 м. Размер обломков и состав их довольно постоянны; это обломки кварца и плагиоклаза, а также андезитов, дацитов, перлитов, пемз и др.

Несколько отличается от описанного разрез в бассейне р. Черной по Базумскому хребту (рис. 17, колонка 3).

Наряду с описанными выше породами, в разрезе желтореченской свиты возрастает роль лавового и пирокластического материала среднего состава. Отмечаются потоки андезитов мощностью от 2,5 до 10 м, а также их туфы, туфобрекчии с угловатыми обломками до 20 см в диаметре. Вместе с этим более широким распространением пользуются субвулканические липаритовые порфиры, кварцевые диориты и гранодиорит-порфиры. Их выходы прослеживаются вдоль разломов близширотного простирания, контролировавших поступление магмы. Характерная особенность строения свиты на данном участке — широко проявленный гидротермальный метаморфизм. Накопление осадочных толщ сопровождалось интенсивным извержением вулканического материала преимущественно кислого состава. Одновременно в зонах развития разломов появляются андезиты и андезито-базальты, а также субвулканические липариты и гранодиорит-порфиры.

Среднеэоценовая вулканогенно-обломочная толща

Сложной по составу и строению представляется среднеэоценовая толща, которая согласно налегает на описанные выше образования или трансгрессивно перекрывает отложения мела. В пределах данной структуры она чрезвычайно широко распространена и протягивается почти сплошной полосой от западной части Ширакского хребта до восточной границы участка.

В составе толщи выделяются три свиты, различающиеся по преобладанию тех или иных типов пород и стратиграфическому положению внутри среднего эоцена.

Ширакская (туфоосадочная) свита. Туфогенно-осадочные и вулканогенно-обломочные породы ширакской свиты, залегающие в низах среднеэоценового разреза, постепенно переходят в преимущественно эффузивные образования.

Наиболее развиты здесь многократно чередующиеся вулканогенно-обломочные и частично осадочные образования, которые переслаиваются с отдельными потоками андезитов, андезито-базальтов и липарито-дацитов мощностью до 12—15 м. Свита характеризуется четко выраженной слоистостью и зеленовато-серой окраской пород.

Возраст свиты в пределах Севано-Ширакского синклинория определяется на основании богатой фауны нуммулитов, пелеципод и гастропод, которые, по мнению В. Г. Грушевого (1935), А. А. Габриеляна (1946), К. А. Мкртчяна (1959), О. А. Саркисяна (1959), указывают на ее среднеэоценовый возраст.

Разрез по северному склону Базумского хребта в бассейне р. Гергер отличается сложностью взаимоотношений свит и отдельных типов пород (см. рис. 17).

В низах его обнажены пестрые по составу вулканогенно-обломочные образования верхнего эоцена, с которыми по тектоническому нарушению входят в соприкосновение отложения мела (Барканов, 1936 г.; Аюбян, 1962), ниже-среднего и среднего эоцена. Вдоль этого нарушения внедрены экструзивные тела липарито-дацитов, прослеживающиеся выходами на 4—5 км. Породы на данном участке прорваны дайками желтовато-серых дацитовых порфиров мощностью до 10 м, с азимутами падений 140—160° под углами 55—62°.

Примерно аналогичный разрез среднего эоцена наблюдался нами по правому борту р. Желтой (см. рис. 17). Собственно лавовые фации (соответствующие базумской свите) резко сокращены по мощности. Черные дациты и липарито-дациты, обнажающиеся в верхней части разреза, вероятно, можно параллелизовать с темно-серыми дацитами и липарито-дацитами вершины г. Тодор; и те и другие относятся к блданской свите липарито-дацитов среднего эоцена.

Базумская свита. Образования базумской (авгитовых порфиритов или кироваканской) свиты на описываемом участке распространены ограниченно. Мощность ее не превышает здесь первые сотни метров. Внутри среднего эоцена базумская свита занимает несколько более высокое стратиграфическое положение, чем ширакская. Однако сложные фациальные взаимоотношения затрудняют проведение четкой границы между ними (Дьяконова-Савельева, 1929; Паффенгольц, 1934, 1941; Саркисян, 1959, и др.).

Основную часть свиты составляют различные эффузивные и пирокластические образования, которые местами переслаиваются с туфопесчаниками и алевролитами.

Лавовые потоки и покровы представлены андезито-базальтами, пироксеновыми, роговообманковыми и плагиоклазовыми андезитами и их лавобрекчиями, черными и коричневыми андезито-дацитами, а также туфами, туфолавами и туфобрекчиями различного состава.

Среднеэоценовый возраст свиты подтверждается, по данным О. А. Саркисяна (1959), находками нуммулитовой фауны в терригенных прослоях, а также в результате сопоставления с аналогичными образованиями соседних районов, содержащих обильную фауну.

В бассейне р. Чалаби отложения базумской свиты обнажаются мало-мощной пачкой по южному крылу синклинальной складки полосой близширотного простираения (азимут падения 30°, $\angle$ 25—30°). В нижней части разреза отмечаются многочисленные дайки андезитов различной ориентировки.

Далее на запад образованиям базумской свиты соответствуют небольшие по мощности пачки преимущественно эффузивных пород основного и среднего состава.

Блданская свита. Самые верхние горизонты среднеэоценовой толщи в пределах Севано-Ширакского синклинория составляют эффузивные и эксплозивные образования кислого состава, распространенные относительно ограниченно. Они занимают довольно определенное геологическое положение, согласно залегающих на образованиях базумской свиты и трансгрессивно перекрываясь верхним эоценом там, где таковой имеется.

В пределах северо-западного участка к описываемой свите, по всей вероятности, следует отнести синевато-серые дациты, липарито-дациты и их туфы, слагающие верхи среднеэоценового разреза в районе вершины г. Тодор и р. Чалаби (рис. 17, 18). Дальше на запад они прослеживаются в бассейны рек Черной и Желтой, обнажаясь в водораздельных частях Базумского хребта в виде желтовато-серых, красновато-серых и стекловатых смоляно-черных дацитов, липарито-дацитов и их туфов.

За пределами описываемого участка в составе блданской свиты большую роль играют субвулканические липаритовые и дацитовые порфиры (кварцевые порфиры). Эти образования, по нашим данным, составляют

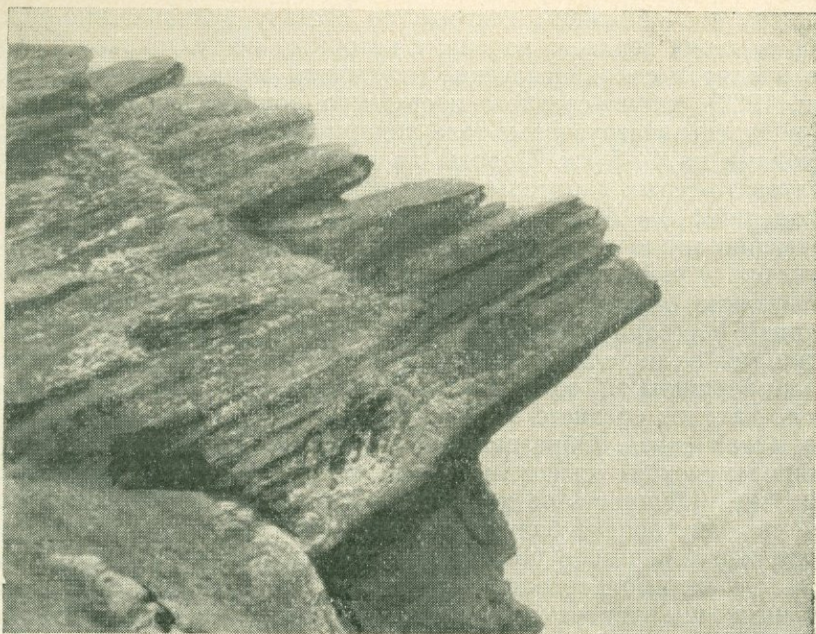


Рис. 18. Выходы слоистых дацитовых туфов в ущелье р. Чалаби

неотъемлемую часть комплекса кислых эффузивов блданской свиты и завершают собой эффузивную деятельность среднего эоцена.

Доверхнеэоценовый возраст субвулканических липаритовых порфиров принимается также и другими исследователями (Котляр, 1958; Мкртчян, 1959; Саркисян, 1959).

Комплекс кислых эффузивов и субвулканических образований верхов среднего эоцена был выделен впервые в процессе наших исследований. При этом в него были включены образования, выделявшиеся ранее К. А. Мкртчяном в центральной части области под названием кератофировой¹ подсвиты. Позднее к этому комплексу были отнесены также кислые эффузивы северо-западного участка, возраст которых принимался О. А. Саркисяном (1959) и В. Т. Акопяном (1962) как верхнеэоценовый, и, наконец, субвулканические тела липаритов и дацитов.

Центральный участок

На этом участке складчатость палеогена наследует основные направления юрских и верхнемеловых структур. В то же время отложения палеогенового возраста залегают с перерывом на верхнесенонских образованиях, представленных нормально-осадочными фациями.

Этот участок синклиория характеризуется наиболее интенсивными процессами прогибания, наибольшими мощностями отложений среднего и верхнего эоцена и наибольшей напряженностью вулканических процессов в течение упомянутого периода. При этом отчетливо устанавливается приуроченность вулканической активности в пространстве к региональным разломам как по границам участка, так и в его пределах. Из числа последних следует особо отметить субмеридиональный разлом

¹ Р. Т. Джрбашян считает нужным отказаться от термина «кератофир», так как детальное петрографическое и петро-геохимическое изучение пород, составляющих подсвиту в пределах северо-западного и центрального участков, позволяет, по его мнению, отнести их к липаритам, липарито-дацитам и их пирокластам.

вдоль долины р. Памбак, простирающийся параллельно системе меловых поперечных прогибов. Наряду с этим, нижнеэоценовый вулканизм в пределах участка практически не проявлен.

Среднеэоценовая вулканогенно-обломочная толща

Ширакская (туфоосадочная) свита. Выходы этой свиты обнажаются на описываемом участке в пределах Базумского и Памбакского хребтов. Мощность ее в отдельных разрезах превышает 1000 м. В северо-восточной части Базумского хребта между селами Антан и Лорут свита представлена слоистыми образованиями, падающими на юг и юго-запад (171° — 215°) под углами 20° — 45° .

В южном, юго-восточном направлении указанные образования продолжают вплоть до бассейна р. Агарцин, резко меняя простирание на близмеридиональное (от азимута падения 270° — 300° до 25° — 40°) в зоне упомянутого выше флексурообразного перегиба. При этом в составе их резко возрастает роль вулканогенного материала.

Разрез верхней части свиты в бассейне р. Агарцин представлен на рис. 17 (колонка 7).

Особого упоминания заслуживают спилиты мощностью до 80 м с характерной матрацевидной подушечной отдельностью и скорлуповато-концентрическим строением «шаров».

Аналогичный разрез туфоосадочной свиты в районе города Дилижан описан Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1929).

Полоса среднеэоценовых отложений туфоосадочной свиты прослеживается вплоть до района с. Варданлу и Пушкинского перевала в близширотном направлении, слагая крупную синклиналиную складку. Азимуты падения по южному крылу синклинали варьируют от 320° — 20° с углами падения 30° — 60° , по северному — в пределах 190° — 225° , углы падения 25° — 52° .

На рис. 19 приведен схематический геологический разрез южного склона Пушкинского перевала. Разрез отражает строение двух (ширакской и базумской) свит среднего эоцена.

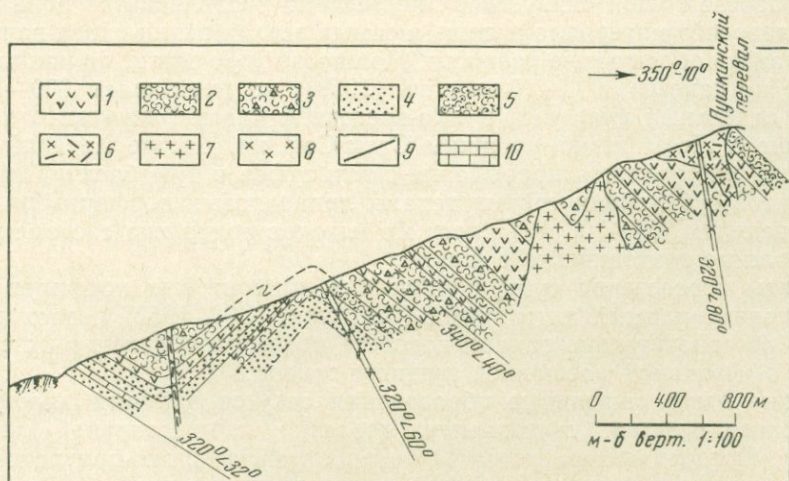


Рис. 19. Схематический геологический разрез по южному склону Пушкинского перевала (Базумский хребет)

1 — андезиты; 2 — туфы; 3 — туфы пересланяющиеся с брекчиями; 4 — песчаники; 5 — туфопесчаники; 6 — субвулканические липаритовые порфиры; 7 — габбро-монциты; 8 — гранит-порфиры; 9 — диабазы; 10 — известняки

На различных горизонтах разреза породы прорваны многочисленными дайками разнообразного состава — от диабазов и долеритов до липаритовых порфиров и гранодиорит-порфиров мощностью от 0,8 до 22 м, а также субвулканическими телами липаритовых порфиров и Пушкинской габбро-диоритовой интрузией.

Базумская свита наиболее распространена на Центральном участке. В его пределах эта свита характеризуется наибольшими мощностями, достигающими до 2000 м, и наибольшим удельным весом в ее составе собственно вулканических продуктов.

По южному склону Базумского хребта, восточнее с. Фиолетово, вулканогенно-обломочные образования базумской свиты обнажаются широкой полосой близширотного простираения (азимут падения 10° , $\angle 50^\circ - 25^\circ$) (см. рис. 17, колонка 6).

Особенность строения описываемого разреза — исключительное преобладание чисто лавовых фаций: андезитов, андезито-базальтов и их лавобрекчий; маломощные прослои туфопесчаников и алевролитов имеют подчиненное значение. Мощности потоков большие, но точному определению не поддаются. Кислые эффузивные, эксплозивные и субвулканические породы, завершающие разрез, по-видимому, относятся уже к следующей, блданской свите липарито-дацитов и их пирокластов.

Аналогичный разрез описан по южному склону г. Халаб, севернее с. Гамзачиман. Залегание пород осложнено серией дизъюнктивных нарушений и внедрением Лермонтовского и Геджалинского интрузивов.

В западном направлении мощность базумской свиты значительно сокращается, как это видно из описания ее в пределах северо-западного участка.

Блданская свита. Наиболее широко свита обнажается в центральной части Базумского хребта в бассейне р. Блдан. Далее на восток она переходит в бассейн р. Штогона-джур, где фиолетовые липариты и их туфобрекчии обнажаются в виде ступенчатых уступов с четкой столбчатой отдельностью, подстилая образования верхнего эоцена. Они установлены также в лежачем боку Гарнасарской экструсии.

Сводный разрез толщи представляется чередующейся серией липаритов, дацитов их переходных разностей, а также туфов, туфолав, туфобрекчий и лавобрекчий кислого состава.

В разрезе толщи снизу вверх постепенно увеличивается роль собственно лавового материала и лишь в самых верхах пачки снова начинают преобладать обломочные разности. Мощность всей свиты, по нашим данным и по данным К. А. Мкртчяна (1959), не превышает 600—700 м.

На отдельных участках, в юго-восточной части Базумского хребта, в районе с. Лермонтово, вершины Сари-Соп, на участке Казачий бугор и других, наблюдается прорывание серии туфов и туфобрекчий липарито-дацитов субвулканическими телами липаритовых порфиров размерами в пределах 200×700 м. Полоса их выходов подчинена системе разломов главного тектонического шва.

Факты пересечения субвулканических липаритовых порфиров крупными гранитоидными интрузиями (Мкртчян, 1961, 1962) позволяют говорить об относительно раннем возрасте первых и сближают их во времени с эффузивной формацией среднего эоцена.

Кроме этого, указанные образования секутся дайками диорит-порфирового состава, связанными, вероятно, с интрузивной деятельностью. Следует также указать на пространственную приуроченность (за редким исключением) субвулканических липаритовых порфиров к участкам развития толщи липарито-дацитов и их пирокластов.

Памбакская свита сложена эффузивными и пирокластическими образованиями и широко развита в пределах Памбакского хребта, в водораздельных частях и на северных склонах Базумского хребта.

Образования памбакской свиты (мощностью до 1000 м) выполняют мутьевые части синклинальных структур. Они с небольшим перерывом и несогласием налегают на среднеэоценовые и по сравнению с последними распространены ограниченно.

Выделение верхнеэоценовых образований в самостоятельную стратиграфическую единицу в пределах Севано-Ширакского синклинория стало возможным благодаря региональным геолого-стратиграфическим работам К. А. Мкртчяна (1959, 1961) и О. А. Саркисяна (1959). Детальные петрографические и геохимические исследования позволили установить специфические особенности верхнеэоценового вулканизма, отличающегося от среднеэоценового субаэральным характером, масштабом проявления и эволюцией. Особенности эти достаточно четко указывают на иные геотектонические условия накопления верхнеэоценовой толщи, слагающей второй из выделенных комплексов (Джрбашян, 1962, 1964б; Джрбашян, Елисеева, Остроумова, Фаворская, 1964).

Возросшая «жесткость» территории предопределила чрезвычайное разнообразие пород и невыдержанность фаций и мощностей даже в смежных разрезах.

В состав памбакской свиты входят базальты, андезито-базальты, андезиты, трахиандезиты, дациты, трахилипариты, их туфолавы и грубо-обломочные туфы и туфобрекчии соответствующего состава. Кроме того, в центральной части Памбакского хребта, в зоне главного тектонического шва выделяется своеобразная формация щелочных эффузивов и их пирокластов, завершающая вулканизм верхнего эоцена (Котляр, 1931, 1945, 1958; Багдасарян, 1956, 1962; Меликсетян, Геворкян, 1963).

Щелочной формации Памбака посвящена обширная литература, поэтому в данной работе она не рассматривается.

В центральной части синклинория, в пределах Базумского хребта, образования памбакской свиты прослеживаются в верховьях рек Чанахчи и Штогона-джур. Аналогичный разрез описан К. А. Мкртчяном (1959, 1961) в верховьях р. Бабаджан и в районе сел Шагали, Егекнут (см. рис. 17, колонка 9).

Западнее, в районе сел Куртан, Колагирян в разрезе свиты (см. рис. 17, колонка 8) резко возрастает роль основных эффузивов — оливиновых базальтов, гиазо-базальтов и андезитов и их пирокластов.

На отдельных участках (восточная часть Халабского хребта) описываемая свита содержит экструзии трахитов (Гарнасарская) и трахиандезитов, а также дайки андезитов и бостонитов. По положению и петрохимическим особенностям породы Гарнасарского выхода сходны с Тежсарским щелочным комплексом на Памбакском хребте и связываются с ним единством очага (Багдасарян, Меликсетян, 1966).

Вулканические куполы занимают четкое положение в истории развития вулканизма верхнего эоцена. Это липаритовые, липарито-дацитовые, трахилипаритовые, трахитовые, экструзивные образования различного строения и размеров (рис. 20).

Особенности морфологий размеров и строения куполов являются следствием тектонических условий их возникновения и роста, а их размещение обусловлено приуроченностью к центрам извержений верхнеэоценового времени.

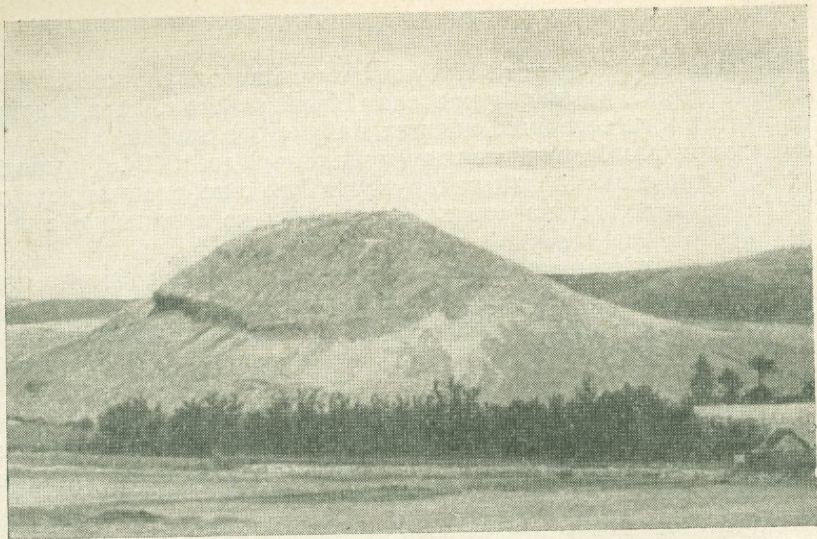


Рис. 20. Липаритовый купол у селения Гергер

Юго-восточный участок

Этот участок представляет собой самостоятельный структурный блок и выделяется в пределах современных Арегунийского, Мургузского и частично Шагдагского хребтов, протягивающихся в северо-западном направлении и имеющих тектоническое складчато-глыбовое происхождение.

На рассматриваемой площади выходы верхнемеловых и более ранних отложений появляются только вдоль его юго-восточной границы, в зоне меридионального разлома при пересечении этого последнего с главным структурным швом. Эта область характеризуется также выходами верхнемеловых гипербазитов и более поздних гранитоидов.

В отличие от северо-западной части данного синклинория, вулканическая деятельность палеогена на этом участке началась только со среднего эоцена и носила менее интенсивный характер, чем в пределах центрального участка. Более ранние отложения, датируемые нижним — средним эоценом (севанская свита), представлены нуммулитовыми известняками и известковистыми песчаниками.

Среди отложений среднего эоцена наиболее распространена ширакская свита, слагающая в основном Арегунийский хребет и распространенная также в пределах юго-западных отрогов Мургузского. Ширакская свита охарактеризована нами четырьмя разрезами вкострости простираения Арегунийского хребта (рис. 21, разрез 2, 4, 5, 6). Мощность свиты колеблется здесь от 350 до 1150 м.

На Арегунийском хребте ширакская свита представлена толщей слоистых грубозернистых, среднезернистых и мелкозернистых туфопесчаников, алевролитов, известняков, мергелей, туфобрекчий, различного состава туфов, туффитов, кремнистых пород, сланцев и известковистых песчаников (рис. 22). Все перечисленные отложения неоднократно повторяются в пределах нескольких разрезов.

Простираения ширакской свиты на большей части Арегунийского хребта близширотные и с падением слоев в северных румбах $345-10^\circ$, а углы падения колеблются от 10 до 30° . И только в бассейне р. Саидолан азимут падения меняется до 85° , $\angle 75-80^\circ$. Здесь по обоим бортам реки среди толщи ритмично чередующихся туфопесчаников, известковистых песчаников и известняков появляются прослои туфов и шаровых лав мощностью 50 м с отдельными овальными глыбами диаметром 10—

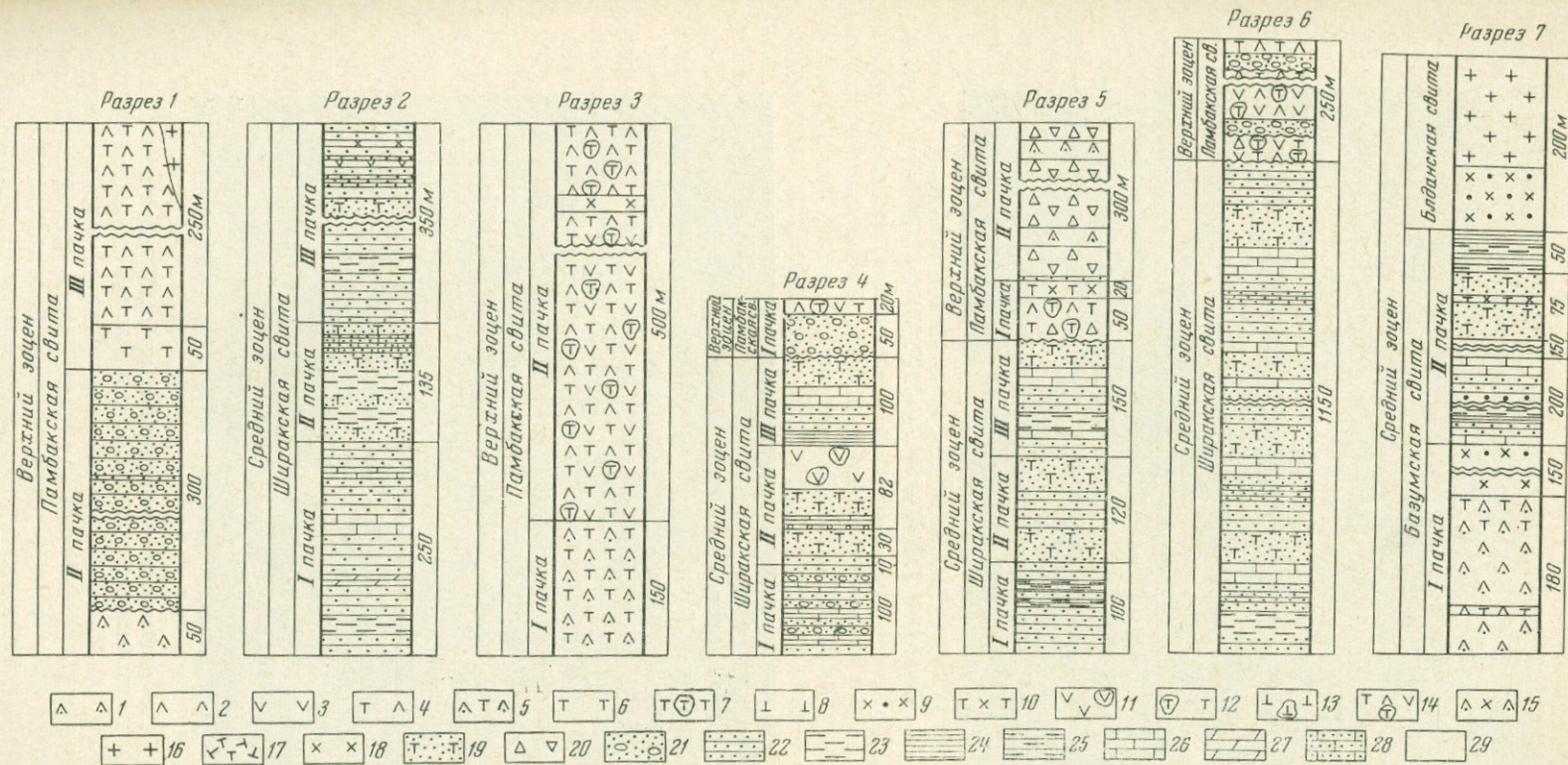


Рис. 21. Стратиграфические колонки палеогеновых отложений северного побережья оз. Севан

Разрезы: № 1 — от пос. Тохлуджа до г. Чалдаг; № 2 — оз. Севан — гора 2502 м; № 3 — перевал Дузюрт — гора 2414 м. Спуск к р. Барнабал; № 4 — подъем по р. Саидо-лан от оз. Севан до сел. Тохлуджа; № 5 — южный склон Арегунийского хр. от селения Таки-Агадж до перевала; № 6 — южный склон Арегунийского хр. от урочища Дангузерси до водораздела; № 7 — от селения Гелкенд на севере до зимовки Кызылкая; 1 — базальты; 2 — долериты; 3 — спилиты; 4 — андезито-базальты; 5 — базальты и андезито-базальты; 6 — андезиты; 7 — роговообманковые андезиты и их агломераты; 8 — лациты; 9 — фельзит-порфиры и дацитовые порфиры; 10 — грахиандезиты; 11 — шаровые лавы; 12 — агломератовые лавы; 13 — лавобрекчин; 14 — туфолавы; 15 — габбро-порфиры, кератофиры, кварцевые монцониты; 17 — роговообманковые диоритовые порфиры; 18 — кварцевые порфиры; 19 — туфы; 20 — туфобрекчин; 21 — туфоконгломераты; 22 — туфопесчаники; 23 — алевролиты и аргиллиты; 24 — сланцы; 25 — кремни-стые породы; 26 — известняки; 27 — мергели; 28 — известковистые песчаники; 29 — участки, скрытые под наносами



Рис. 22. Обнажение туфобрекчий на Арегунийском хребте



Рис. 23. Выходы диабазовых порфиров с шаровой скорлуповатой отдельностью в левом борту р. Джала

50 см (рис. 23). В ущелье р. Гетик, между селениями Чайкенд и Полад в песчанистых отложениях этой свиты отмечаются разности с волноприбойными знаками. Здесь отложения ширакской свиты отличаются интенсивной складчатостью, вследствие чего элементы залегания варьируют в очень широких пределах.

Среди туфогенно-осадочной ширакской свиты нередко встречаются диабазовые порфириты, которые образуют как пластовые тела, так и секущие дайки. Кроме того, в перевальной части Арегунийского хребта отмечены отдельные выходы светло-желтых кварцевых порфиров, содержащих редкие вкрапленники кварца и полевых шпатов. Из-за плохой обнаженности трудно решить, являются ли кварцевые порфиры маломощными пластовыми залежами или покровами. Близ поселка Шоржа слоистые отложения ширакской свиты прорваны массивом габбро-диоритов.

На туфогенно-осадочные породы ширакской свиты в Арегунийском хребте налегают туфоконгломераты и туфолавы памбакской свиты.

Базумская и бдланская свиты в исследованном районе развиты локально. Базумская свита обнажается в зоне главного тектонического шва на правобережье р. Гетик, слагая южные отроги Мургузского хребта. Мощность в данном районе около 1000 м (см. рис. 21, разрез 7).

В правобережье р. Гетик, в одном километре западнее селения Мартуни, в основании толщи отмечены выходы туфоконгломератов с матрацевидной отдельностью. Туфоконгломераты мощностью 20—25 м, слабо отсортированы; галька составляет 10% от объема породы, характеризуется неравномерной окатанностью и сложена туфами, кератофирами и порфиритами. Цемент туфовый. В верхах этой пачки наблюдаются литокристаллокластические туфы. Выше залегает покров андезитов с четкой зоной закалки в основании.

В одной из канав на описываемом участке установлены выходы ваириолитов и вторичных кварцитов с примазками ярозитов и гипергенных медных минералов.

Между поселком Гелкенд и зимовкой Кызылкая среди эффузивных пород базумской свиты установлена слоистая толща туфогенно-осадочных пород. На них налегают фельзит-порфиры и массивные кератофиры (дацитовые порфиры), последние в отдельных участках метаморфизованы. Мощность кислых лав достигает здесь около 200 м и их, по-видимому, следует считать аналогами бдланской свиты.

Жильные породы немногочисленны, они представлены пластовыми залежами долеритов, трахиандезитов и диабазов, причем последние встречаются также в виде секущих жил. Охарактеризованные породы перекрываются эффузивами памбакской свиты.

Памбакская свита слагает значительные участки в пределах Арегунийского и Мургузского хребтов, налегая на ширакскую и базумскую свиты. Максимальная мощность свиты, наблюдавшаяся в описываемом районе, составляет 650 м. Преимущественно распространена здесь эффузивно-конгломератовая толща с подчиненными ей покровами базальтов и андезитов. Стратиграфические колонки разрезов памбакской свиты района изображены на рис. 21, разрез 5, 6.

Характерный разрез этих отложений наблюдался нами от русла р. Саидолан до вершины горы Чалдаг. Здесь в основании толщи туфоконгломераты имеют мощность 50 м и состоят из глыб размером от нескольких сантиметров до 25—30 см в поперечнике. Глыбы слабо отсортированы, имеют округлую или угловато-округлую форму и составляют 30% от объема пород. Они сложены в различной степени измененными порфиритами, сцементированными обломочным материалом. Туфоконгломераты перекрываются горизонтом кислых туфолав, состоящих из сплюснутых, субпараллельно ориентированных обломков, сцементиро-

ванных спекшейся массой. Выше обнажаются оливиновые базальты, перекрытые вторым горизонтом туфоконгломератов мощностью 300 м, состоящих из угловато-округлых глыб базальтов, андезито-базальтов и порфиров, сцементированных туфовым цементом. Глыбы распределены неравномерно, количество их варьирует от 20 до 40% от объема пород, размер колеблется от первых сантиметров до 1 м (очень редко), преобладают глыбы размером 10—25 см. В верхних частях туфоконгломератов заметна слоистость, имеющая азимут падения 45°, $\angle$ 30°. Среди туфоконгломератов отмечены маломощные прослои туфопесчаников.

Аналогичные туфоконгломераты были встречены нами к северу от поселков Акбулах и Амирхер и в русле р. Гетик, в одном километре западнее поселка Мартуни.

Наряду с эффузивами основного состава, обнажающимися на г. Чалдаг, на перевале Дюзюрт, к востоку от поселка Гелкенд и в других местах исследованного района, по левобережью р. Гетик и по обоим бортам р. Барнабал, встречены флюидалные дацитовые порфиры, характеризующиеся чередованием полос различной окраски. Здесь они налегают на андезито-базальты. Туфолавы представлены как основными (р. Джалачай), так и кислыми разностями (перевальная часть Арегунийского хребта).

В эффузивных породах памбакской свиты отмечены межпластовые залежи кварцевых порфиров и кварцевых диабазовых порфиров. Кроме того, в районе горы Чалдаг андезито-базальты прорваны штоком кварцевых монцонитов.

Жильные и субвулканические образования описываемого района проявляют значительное разнообразие и распространены неравномерно. Среди них отмечаются базальты, долериты, диабазовые порфириты, кварцевые диабазовые порфириты, трахиандезиты, дациты, андезито-дациты, кварцевые порфиры, кварцевые сиенит-порфиры и, наконец, кварцевые санидиновые трахиты.

По форме залегания в пределах рассматриваемой группы могут быть выделены межпластовые залежи, дайки и экструзивные образования. Отсутствие непосредственных пересечений даек между собой не позволило установить их возрастную последовательность. Мощности межпластовых залежей и даек сильно колеблются от первых сантиметров до 20 и более метров. Для даек порфиритов наиболее характерны мощности от одного до четырех метров и северо-восточное (реже северо-западное) простирание с углами падения от 25 до 80°.

Некоторые жилы диабазовых порфиритов имеют четкую шаровую скорлуповатую отдельность.

Кварцевые сиенит-порфиры и кварцевые санидиновые трахиты образуют, по-видимому, мелкие экструзивные тела. Выход кварцевых санидиновых трахитов к западу от селения Мартуни был ранее подробно описан О. П. Елисеевой (1962). На основании определения абсолютного возраста кварцевые санидиновые трахиты отнесены к олигоцену и представляют собой возможные аналоги пород олигоценовой кельбаджарской свиты, распространенной за пределами описываемого участка, к юго-востоку от оз. Севан.

Некоторые выводы из сравнительного описания вулканических фаций Севано-Ширакского синклинория

В одной из работ, опубликованных авторами в 1964 г. (Р. Т. Джрбашян, О. П. Елисеева и др.), была отмечена интересная особенность развития палеогенового вулканизма Севано-Ширакского синклинория, заключающаяся в постепенной миграции вулканических процессов во времени с северо-запада на юго-восток. Приведенные новые более детальные данные не только подтвердили наличие подобной направленности, но и позволили более четко проследить зависимость этого явления от

особенностей тектонического развития отдельных участков Севано-Ширакского синклинория. При этом отчетливо выявилась роль крупных и долгоживущих разломов и в первую очередь роль главного тектонического шва в формировании различных по составу вулканических серий. Не меньшее значение имели также характер допалеогенового фундамента и направленность в движении отдельных блоков.

Здесь мы рассмотрим вопрос о том, как проявляются отмеченные закономерности в распределении фаций и мощностей в пределах трех различных участков. В дальнейшем мы вернемся к этому вопросу при описании петрографических и петрохимических особенностей вулканических серий синклинория.

Формирование мощной вулканогенно-осадочной толщи, связанное с интенсивным и неравномерным прогибанием в палеогене описываемой территории, соответствует двум различным геотектоническим этапам ее развития. Рассмотренные геологические соотношения, различия мощностей и особенности строения выделенных свит, типа вулканизма и масштабов его проявления, а также состав продуктов вулканизма позволяют подразделить вулканогенную толщу палеогена на два крупных комплекса, отличающихся по времени образования и условиям становления.

Формирование каждого из выделенных комплексов происходило на различных участках синклинория не одинаково. В начальный период формирования первого комплекса (нижний — средний эоцен) вулканическая деятельность проявилась в пределах северо-западного участка, что привело к образованию желтореченской, лусахпюрской и спитакской свит. Наличие в их составе пачек известняков и туфогенных пород, чередующихся с эффузивами и их пирокластами, указывает, что вулканическая деятельность происходила в условиях морского режима. Особенности состава желтореченской свиты — двукратное появление кислых пород при преобладании в разрезе пород основного и среднего состава и широкое развитие эксплозивного материала. Вулканическая деятельность ниже-среднеэоценового времени тяготеет в основном к зонам близширотных нарушений.

Начиная со среднего эоцена наибольшая интенсивность вулканизма перемещается в пределы центрального участка. В результате на его площади формируется мощная толща основных и средних эффузивов, которые переслаиваются с отдельными маломощными пачками пирокластических и терригенных пород (базумская свита). Аналоги этой толщи на территории северо-западного и юго-восточного блоков характеризуются менее значительными мощностями и преобладанием вулканогенно-осадочных пород над собственно вулканическими. Кроме того, наиболее ранние проявления этого вулканизма (возможные аналоги верхов желтореченской свиты), представленные на центральном участке основными лавами самых низов среднего эоцена, в пределах юго-восточного блока отсутствуют. Вулканизм характеризуется относительно спокойным типом извержений в условиях мелководного морского бассейна, а в юго-восточном участке в прибрежной полосе, в песчаниках ширакской свиты установлены волноприбойные знаки и косяя слоистость.

Заключительные стадии среднеэоценового вулканизма происходили на фоне общего подъема территории и возникновения вулканических островов. Вулканизм этого периода отличается сильной эксплозивностью, в результате которой образуются брекчии и туфы дацит-липаритового состава. Вулканическая деятельность на одних участках происходила в мелководных бассейнах, о чем свидетельствует присутствие в разрезе кислых эффузивов прослоев слабоокатанных, неотсортированных песчаников того же состава, на других — в субаэральной обстановке с характерной для таких условий лиловато-красной окраской пород. Одновременно с формированием кислых эффузивов происходило внедрение многочисленных экстрюзий.

Развитие среднеэоценового вулканизма контролировалось преимущественно зоной разломов главного тектонического шва. Кроме того, длительная вулканическая деятельность на юге центрального участка была, несомненно, связана с поперечным разломом, расположенным на продолжении Иджеванского прогиба. Размещение экструзий липаритов, завершающих собой среднеэоценовый вулканизм, было подчинено как региональным, так и опережающим их субмеридиональным разломам.

В конце среднего эоцена (пиринейская фаза альпийской складчатости) область синклиория в целом превращается в складчатое сооружение с широким проявлением интрузивного магматизма.

В дальнейшем территория сохранила относительно приподнятое положение, однако на фоне устойчивого в целом режима происходило различное по интенсивности перемещение отдельных блоков, что отразилось в формировании разнообразных и специфических фаций эффузивов верхнего эоцена — олигоцена? (памбакская свита).

Распределение в составе памбакской свиты различных типов пород было обусловлено рядом факторов. Это — изменчивость фациальных условий накопления и различия расплавов в локальных, одновременно действовавших вулканических центрах; неравномерное их распределение и связь с различными зонами и системами разрывов — отсюда и различия мощностей даже близко расположенных разновозрастных разрезов. Формирование этой толщи связано, по-видимому, с вулканизмом ареального типа и происходило в условиях островной страны. Большая пестрота толщи требует проведения в процессе картирования специальных палеовулканологических исследований.

В пределах изученной территории к этому периоду относится накопление пестрых по составу пород от базальтов до липаритов, принадлежащих к известково-щелочной ассоциации повышенной щелочности. В соответствии с дальнейшей миграцией центров вулканической деятельности на юго-восток максимальное ее проявление наблюдается в пределах юго-восточного участка.

В то же время в центральной части синклиория (Памбакский хребет) происходило образование эффузивов щелочного состава в зоне глубинного нарушения, обрамляющего здесь Ахтинское поднятие палеозойского субстрата.

Роль выступов жесткого палеозойского основания в формировании щелочной серии пород отразилась и в приуроченности трахилипаритовых куполов и экструзий трахитов позднего эоцена к зоне разломов по границе центрального и северо-западного участков синклиория.

Формирование эффузивов субщелочной и щелочной серий в конце эоценового времени, по-видимому, происходило параллельно, и, следовательно, их магматические источники существовали почти одновременно.

Наконец перемещение центров вулканической активности с северо-запада на юго-восток обусловило большую продолжительность ее заключительных этапов на юго-восточном участке. Присутствующие здесь олигоценовые субвулканические тела санидиновых трахилипаритов являются отголоском более интенсивного олигоценового вулканизма в смежном Кельбаджарском прогибе.

Таким образом, формирование сложной палеогеновой вулканогенной и вулканогенно-осадочной толщи происходило неравномерно в течение длительного периода времени и охватывало различные стадии эволюции Севано-Ширакской эпизвгеосинклинали и превращения ее в область завершенной складчатости, чем и обусловлены специфические особенности геологического строения и вулканизма.

Петрографическое описание пород

Описание пород дается обобщенно в пределах разновозрастных вулканогенно-обломочных толщ. Расположены породы по группам от основных к кислым. Наиболее характерные разновидности пород и их особенности сведены в таблицы.

Номенклатура эффузивных пород принята в основном согласно А. Н. Заварицкому (1955), термин «кератофир» сохранен О. П. Елисеевой за сильно измененными породами с альбитизированным плагиоклазом, кварцем и калиевым полевым шпатом в основной массе.

Нижне-среднеэоценовая вулканогенно-обломочная толща. Наиболее широко развиты кислые пирокластические продукты вулканизма — туфы, туфолавы, туфобрекчии липаритов и дацитов; базальты, андезиты и их туфы ограничено распространены. Петрографическая характеристика главных типов пород дана в табл. 18.

Таблица 18

Петрографическая характеристика пород лусахпюрской и желтореченской свит

Тип пород	Распространенность	Минеральный состав	Структура и текстура	Вторичные изменения
Базальты, андезито-базальты	Подчиненные по объему потоки	Плагиоклаз (№ 70—80) (размер зерен до 2,0 мм) составляет до 32% объема породы, авгит (зерна до 1,2 мм) до 7%	Порфировая. Основная масса апогналлопильитовой структуры состоит из микролитов плагиоклаза (№ 48—50) и раскристаллизованного стекла	Хлорит, серицит, карбонат
Андезиты	Потоки, лавобрекчии	Плагиоклаз (№ 40—50) составляет до 25% объема породы. Авгит ($2V=56-58$; $c:Ng=42^\circ$; $Ng'=1,714$; $Np'=1,691$). Роговая обманка замещена хлоритом	Порфировая. Структура основной массы гналлопильитовая, микрокристаллическая Текстура мивдалекаменная	Кварц, альбит, эпидот, карбонат, хлорит
Туфы, туфобрекчии андезитов	Отдельные горизонты в средней части разреза	Плагиоклаз, клинопироксен, редко кварц; обломки андезитов, дацитов размером до 15 см	Обломки кристаллов и пород сцементированы слабо раскристаллизованной массой. Структура литокристаллокластическая, псаммитовая	Кварц, хлорит, карбонат
Кварцевые диориты	Мелкие интрузивные штоки	Плагиоклаз (зерна до 3,5 мм) андезинового ряда, до 50%. Мелкие зерна клинопироксена и замещенной роговой обманки	Порфировидная, с гранитовой, гипидиоморфнозернистой основной массой. Отмечаются переходы к микрографитовой	Хлорит, эпидот, серицит, реже кварц
Дациты и липариты	Потоки, экструзии, дайки в верхах разреза	Плагиоклаз (№ 25—30) до 15—20%. Кварц-изометричные зерна до 1,8 мм. Авгит, раздробленные зерна	Порфировая, с фельзитовой, микрогранитовой, аллотриоморфнозернистой основной массой. Последняя состоит из кварц-полевошпатового агрегата, хлорита	То же
Туфы, туфолавы дацитов и липаритов	Главная масса разрез	Кварц, плагиоклаз, реже клинопироксен. Обломки андезитов, фельзитов, стекла. Размер от долей миллиметра до 6 см	Обломки кристаллов, реже пород, погружены в пепловую, стекловатую массу. Структура кристаллоидокластическая, алевролитовая, псаммитовая, пепловая	Карбонат, хлорит, кварц

Нужно отметить, что в зоне близширотного нарушения в бассейне рек Черной и Желтой кислые разности пород и их субвулканические аналоги подвергнуты интенсивному гидротермальному изменению и превращены в низкотемпературные пропилиты, породы типа вторичных кварцитов и кварц-серицитовые породы.

Породы даек и пластовых тел андезитов, субвулканических дацитов и липаритов и приповерхностных мелких интрузий кварцевых диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров от соответствующих эффузивных

Таблица 19

Петрографическая характеристика пород ширакской и базумской свит

Тип пород	Распространенность	Минеральный состав	Структура и текстура	Вторичные изменения
Базальты, андезитобазальты	Потоки в низах разреза, в северо-западной части Севано-Ширакского синклиория и в районе поселка Гелкенд. Реже дайки, межпластовые залежи	Плагноклаз (№ 54—84) (зерна до 2,0 мм), иногда зонален. Гиперстен, призматический, 25—27% FeSiO_3 . Авгит зонален, размер до 2,5 мм. Вкрапления составляют 25—40% породы	Массивная, порфировая с интерсертальной, гялопилитовой или пилотакситовой основной массой	Цеолиты, палагонит, хлорит, карбонат, окислы железа
Шаровые лавы (диабазовые порфиры)	Единичные прослои в бассейне рек Саидоланчай, Джалачай	Шары: альбитизированный плагноклаз, моноклиновый пироксен, сферокристаллы карбоната и магнетит Цемент состоит из обломков измененного дибаза, пропитанного гематитом	Иногда отмечаются отдельные миндалины, выполненные хлоритом Диабазовая. В породе отмечаются отдельные миндалины, выполненные рудными минералами в ассоциации с хлоритом и эпидотом	Плагноклаз полностью замещен альбитом и мелко-чешуйчатым агрегатом слюды. Пироксен замещается цоизитом и лучистым хлоритом. Характерно развитие гематита в виде колец
Андезиты и их лавобрекчи	Потоки, покровы, главная часть разрез в северо-западной части Севано-Ширакского синклиория и в районе поселка Красносельск. Дайки. Обломки в туфах. Плотные темно-серые и зеленовато-серые породы	Плагноклаз (№ 37—58) (зерна до 3,2 мм) зональный. Авгит — неправильные зерна бледно-зеленого цвета. Гиперстен в призматических зернах, до 12 % породы. Роговая обманка зеленовато-бурая, опацифицирована. Реже биотит ($\text{Np}=1,663-1,665$). Количество их до 50%	Порфировая, массивная. Основная масса состоит из микролитов, лейт и стекла или раскристаллизованного агрегата. Структура гялопилитовая, пилотакситовая, аллотриоморфнозернистая. В лавобрекчиях обломки размером до 25—40 см составляют до 40% объема породы	Серицит, альбит, карбонат, эпидот, цеолиты, хлорит
Туфы андезитов	Широкое развитие в разрезе	Плагноклаз, авгит, гиперстен. Обломки андезитов, базальтов, шлаков, известняков и измененных пород. Размер их достигает 8 мм. Количество до 30—50%	Лито-кристаллокластическая псаммитовая. Связующая масса пепловой, алевроитовой структуры, иногда раскристаллизована	Кварц, хлорит
Андезит-дациты	Потоки, экструзии, дайки коричневого, черного цвета в верхней части разреза	Плагноклаз лабрадорного ряда, таблитчатый, размером до 2,3 мм. Реже встречаются клинопироксен и гиперстен размером до 1,0 мм. Количество их до 30%	Порфировая, массивная. Основная масса состоит главным образом из свежего светлосветлого стекла и микролитов плагноклаза. Структура стекловатая, гялопилитовая. В большом количестве отмечается магнетит	Серицит, хлорит
Спилиты	Потоки в бассейне р. Агарци, серые, зеленовато-серые минеральные породы с характерной подушечной отдельностью	Плагноклаз (№ 52—53), моноклиновый пироксен в виде мелких зерен в подчиненном количестве	Основная масса сложена удлиненными пелетчатными микролитами плагноклаза, хлоритом и стекловатым мезостазисом. Структура гялопилитовая, переходная к интерсертальной	

Петрографическая характеристика пород блданской свиты

Тип пород	Распространенность	Минеральный состав	Структура и текстура	Вторичные изменения
Дациты, липариты и их лавобрекчии	Потоки в верхах среднеэоценовой толщи. Западная часть Базумского хребта, г. Тодор, бассейны рек Черная, Желтая. Южный склон Мургузского хребта, долина р. Гетик и т. д. Характерна лилово-серая окраска пород	Кварц изометричный до 0,6 мм. Плагноклаз № 33—35. Роговая обманка—единичные кристаллы до 1,2 мм, зеленовато-бурого цвета. Редко мутные зерна калиевого полевого шпата. Содержание вкрапленников до 10—15%	Порфировая или афировая. Основная масса состоит из кварц-полевошпатового агрегата. Структура микрофелъзитовая, сферолитовая, кринокристаллическая, текстура полосчатая, перлитовая. Стекло имеет $N=1,541-1,552$. Текстура флюидалая	Кварц, хлорит
Дацитовые порфиры (см. рис. 24) Туфы, туфобрекчии липаритов и дацитов	Потоки. Южные отроги Мургузского хребта Широкое развитие в разрезах	Вкрапленники: плагноклаз № 35, с многочисленными включениями стекла (рис. 24), кварц Кварц, плагноклаз. Обломки липаритов, дацитов, фелъзитов, стекла, пензы составляют до 60% объема породы	Порфировая. Основная масса гналопилитовая или гипидиоморфнозернистая Обломки пород и реже минералов размером от долей миллиметра до 10 см, в туфобрекчиях до 35 см, погружены в витрокластическую, пепловую цементную массу, с неравномерной раскристаллизацией отдельных участков Пепловая связующая масса состоит из плотно соприкасающихся обломков вулканического стекла, перекристаллизованных с образованием крипто- и микрокристаллических агрегатов альбита и кварца, имеющих характерные дугообразные и рогульчатые формы (рис. 25).	То же
Кератофиры	Покров. Между поселком Гелкенд и зимовкой Кызылкая	Вкрапленники: плагноклаз, калиевый полевой шпат	Порфировая или гломеропорфировая. Основная масса микролитовая, трахитовая или гипидиоморфнозернистая, иногда микропегматитовая, в этом случае она состоит из лейст альбитизированного плагноклаза, промежутки между которыми выполнены микропегматитом кварца и калиевого полевого шпата	Плагноклаз замещен альбитом, а по основной массе развивается хлорит
Липаритовые, дацитовые порфиры	Штокообразные тела, дайки. Северо-западная часть Севано-Ширакского синклинория	Кварц лапчатый до 2,5 мм составляет 8,5% породы. Плагноклаз № 35—40. Обыкновенная роговая обманка зеленовато-бурого цвета. Базальтическая роговая обманка коричнево-бурая ($2V=62^\circ$; $c:Ng=8^\circ$). Авгит. Биотит. Количество вкрапленников до 35% объема	Порфировая, массивная. Основная масса состоит из кварца, плагноклаза, калиевого полевого шпата. Структура микрогранитовая, микроаплитовая. Встречаются акцессорные минералы в большом количестве	Эпидот, серицит, кварц, хлорит

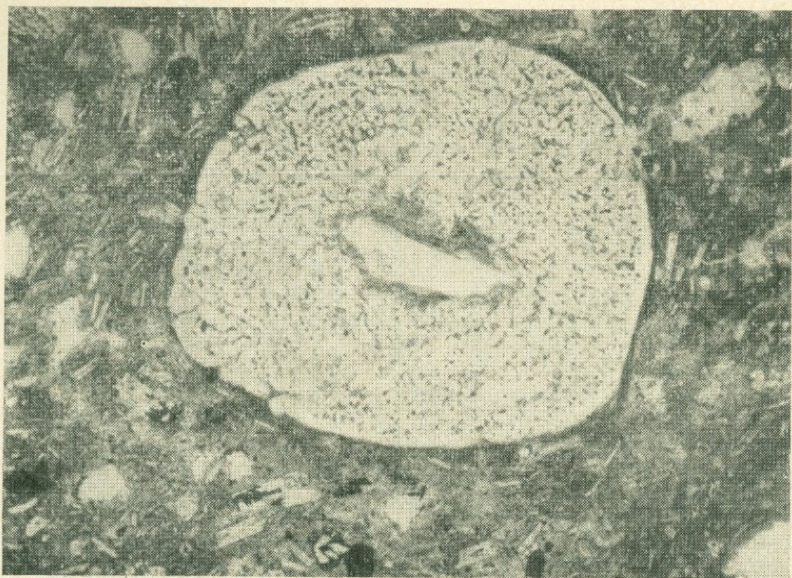


Рис. 24. Дацитовый порфир. Плагиоклаз с многочисленными включениями стекла. Ув. 30, ник. ||

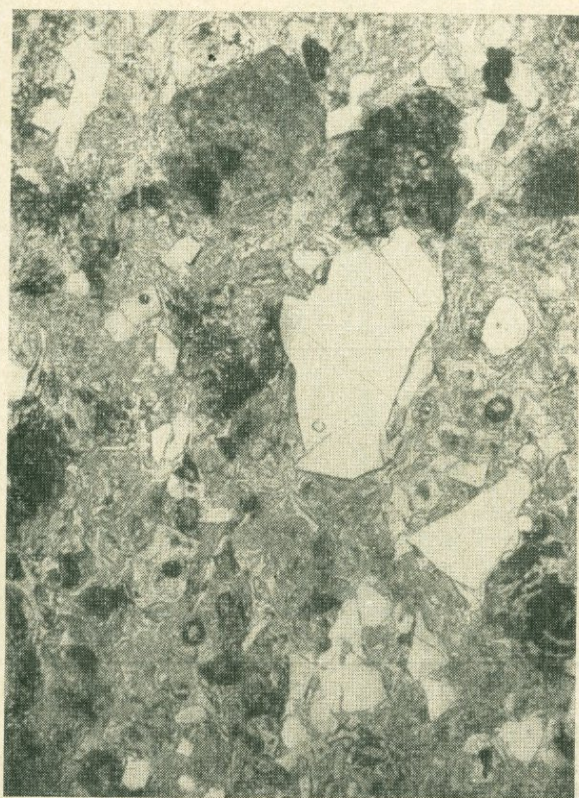


Рис. 25. Литокристаллокластический туф с пепловой связующей массой. Ув. 20, ник. ||

разностей отличаются более полной раскристаллизацией, с чем связаны и некоторые изменения минералогического состава и структуры пород.

Так, в диорит-порфиритах из пластовых тел появляются альбит, биотит, гиперстен, редко кварц, а также структуры, переходные к призматически-зернистой и аллотриоморфнозернистой. В кислых субвулканических и интрузивных аналогах отмечаются обыкновенная и базальтическая роговые обманки, биотит и микрогранитовые, микрографические структуры, а также более обильные скопления акцессорных минералов.

Песчаники, алевролиты играют подчиненную роль в разных частях разреза. Песчаники обладают полимиктовой, псаммитовой структурой и состоят из угловатых и слабоокатанных зерен плагиоклаза, авгита, роговой обманки, кварца, а также стекловатых эффузивов. Обломки составляют до 70—80% объема породы, цемент карбонатный. Иногда отмечается примесь пеплового материала.

Среднеэоценовая вулканогенно-обломочная толща. Наиболее распространенные разности пород среднеэоценовой толщи описаны в табл. 19 и 20 по соответствующим (ширакской, базумской и блданской) свитам.

Долериты и диабазы от базальтов отличаются главным образом переходами к диабазовой, долеритовой, микродолеритовой, вариолитовой структурам, а также более крупными таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза и авгита.

Породы андезитовой группы в отмеченных двух свитах наиболее широко распространены, и особенно в пределах базумской свиты.

По преобладанию различных пороодообразующих минералов среди андезитов выделяются пироксеновые, двупироксеновые, пироксен-роговообманковые и плагиоклазовые андезиты. Лавобрекчии содержат угловатые обломки, размер которых варьирует от 2—5 до 40 см. Цемент представлен андезитовой лавой, сходной с пироксеновыми андезитами. В составе обломков отмечены андезит-базальты, андезиты, туфы, шлаки, стекло, гидротермально измененные породы и т. д.

Наиболее ограниченно развиты среди перечисленных андезитов пироксен-роговообманковые разности. В то же время они составляют главную массу даек андезитов, которые отличаются наличием крупных (размером до 3 мм) зерен коричневатобурой роговой обманки и призматически зернистой, гипидиоморфно-зернистой структурами основной массы.

Широко распространены на различных горизонтах описываемых свит туфопесчаники и туфоалевролиты. В зависимости от количества осадочного материала среди них могут быть установлены переходы к тонкозернистым туфам. Внешне это желтовато-серые, зеленовато-серые, породы, грубо- и тонкозернистые с хорошо заметной слоистостью. Размер обломков варьирует в широких пределах — от 0,01 мм до 1—2 см; в составе их отмечаются андезиты, известняки, стекло, метаморфизованные породы, среди минералов — полевые шпаты, пироксен, реже кварц. В значительном количестве присутствует магнетит. Кремнистый, глинистый или карбонатный цемент большей частью сильно метаморфизован и замещен криптокристаллическим кварцем, хлоритом, эпидотом и окислом железа.

Породы имеют псефитовую, псаммитовую, алевритовую, обычно неравномерную структуру с цементом соприкосновения, выполнения или базальным. Гальки представлены кератофирами, андезитами и туфами. Цемент туфовый, состоит из обломков порфиритов и альбитизированных полевых шпатов. Цемент интенсивно замещается хлоритом, который пропитывает всю породу, иногда образуя венцы вокруг обломков; кроме того, отмечаются пятна карбоната.

Туфолавы основного состава, обнажающиеся к северу от селения Гелкенд, состоят из обломков, отвечающих по составу оливиновым базальтам и мандельштейнам с цементом оливиновых базальтов. В цементе

отмечается большое количество миндалин, выполненных хлоритом и карбонатом.

Кроме того, в юго-восточной части Базумского хребта, в пределах среднеэоценовой толщи А. А. Турцевым (1929) и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1929) описаны трассы.

Дациты, липариты, их туфы, туфолавы, туфобрекчии бзданской свиты во многих выходах подвергнуты интенсивному гидротерминальному воздействию и превращены в фации пропилитов и аргилизированных пород типа вторичных кварцитов. К ним же пространственно приурочено медно- и серноколчеданное оруденение облати.

Верхнеэоцен-олигоценая вулканогенно-обломочная толща. Как отмечалось выше, породы памбакской свиты отличаются большим разнообразием состава и включают как туфогенно-осадочные, так и эффузивные породы. Среди вулканогенных пород выделяются разности основного и кислого состава, представленные оливиновыми базальтами, базальтами, андезит-базальтами, андезитами, трахиандезитами и дацитовыми порфирами.

Среди туфогенно-осадочных пород отмечены *туфоконгломераты*, которые близ поселка Тохлуджа содержат гальку карбонатизированных и железистых порфиритов, андезит-базальтов и миндалекаменных порфиритовых туфолав, сцементированных туфопесчаником с псефитовой структурой. Обломки угловатой формы представлены порфиритами и плагиоклазом, апатитом, магнетитом. Цемент соприкосновения выполнен карбонатом и хлоритом.

В табл. 21 приведена петрографическая характеристика главных разновидностей пород, распространенных в пределах синклинория.

Из описания исключена специфическая формация щелочных эффузивных, экструзивных и пирокластических образований Памбакского хребта, подробно описанная в многочисленных работах В. Н. Котляра (1931, 1957, 1958) и Г. П. Багдасаряна (1956, 1962).

В липаритах и трахилипаритах, слагающих вулканические куполы, известны случаи шаровидных обособлений вещества, которые отличаются от вмещающей их массы химическим, минералогическим составом и структурой. Последние мы склонны рассматривать как проявление несмешиваемости в кислых лавах (Джрбашян, 1961; Джрбашян, Фаворская, 1963).

Среди даек в пределах памбакской свиты, наряду с фельзитами и оксидианами, прорывающими отмеченные куполы, устанавливаются дайки трахитов, трахиандезитов и бостонитов. Последние отличаются желтовато-серым цветом и массивной структурой. Вкрапленники лабрадора (№ 52—53) размером до 1,2 мм окружены тонкой каймой калиевого полевого шпата. Мелкие зерна и пластинки авгита, роговой обманки и биотита замещены хлоритом и магнетитом. Основная масса состоит из лейт калиевого полевого шпата, промежутки между которыми выполнены воднопрозрачным изотропным минералом содалитовой группы и плагиоклазом. Структура их бостонитовая, трахитовая (рис. 26).

Наиболее молодыми, по-видимому, являются щелочные трахиты, слагающие лакколитоподобное тело Гарнасарского выхода площадью около 12 км², в восточной части Базумского хребта (Адамян, Мкртчян, 1959; Багдасарян, 1962; Меликсетян и Геворкян, 1963).

Структуры пород характеризуются переходами от полнокристаллических к типично эффузивным. По химизму они близки к калиевым фонолитам (но без лейцита). В составе пород резко преобладает калишпат-пертит, 60—85% объема породы, который относится к промежуточному ортоклазу со степенью триклинности, равной 0,7. По краям кристаллы альбитизированы. Присутствуют также авгит ($2V=50-58^\circ$, $c:Ng=37-40^\circ$), амфибол, биотит, лепидомелен ($Nm=1,637$). Из вторичных минералов наблюдаются цеолит, альбит и редко хлорит.

Петрографическая характеристика пород памбакской свиты

Тип пород	Распространенность	Минеральный состав	Структура и текстура]	Вторичные изменения
Базальты, андезито-базальты	Потоки, покровы в низах разреза в бассейнах рек Чаначи, Агарцин, Гетик. В районе г. Дилижан у поселков Акбулах, Тохлуджа и т. д.	Плаггиоклаз (№ 52—82) (размер зерен до 1,8 мм) до 34%. Оливин 1%, часто замещен агрегатом серпентина, хлорита, идидингита, цеолитов. Гиперстен-бронзит — в призматических зернах. Авгит размером до 4,5 мм. Только в андезито-базальтах из района пос. Гелкенд отмечены вкрапления биотита. Количество вкраплений до 35%	Массивная, порфировая. Основная масса состоит из микролитов и лейст плаггиоклаза, мелких зерен пироксена, палагонита, хлорита, магнетита. Структура интерсертальная, гиалиновая, гиалопилитовая, микро-долеритовая; текстура иногда миндалекаменная. Размер миндалины до 2,5 мм, составляют до 11% породы	Хлорит, кварц, альбит, цеолиты
Трахиандезиты	Потоки, дайки, пластовые залежи, экструзии. В северо-западной части Севано-Ширакского синклинария и к северу от пос. Тохлуджа	Плаггиоклаз (№ 47—56). Авгит-таблитчатые зерна до 1,8 мм. Роговая обманка (2V=—88; c:Ng=16°). Содержание вкраплений 25—30% породы	Порфировая. Основная масса представлена плаггиоклазом, калиевым полевым шпатом, реже кварцем, хлоритом. Структура призматически зернистая, аллотриоморфнозернистая, гиалопилитовая и пидлотакситовая	Те же, кроме того, по плаггиоклазу развивается сосюрит
Андезиты	Потоки.	Вкрапления: плаггиоклаз № 30—37, опациitized роговая обманка	Порфировая. Основная масса пидлотакситовая	По роговой обманке развивается лейкоксен, по породе — карбонат
Туфы андезитов	Подчиненное развитие в низах разреза	Плаггиоклаз (№ 37—40), роговая обманка, биотит. Обломки андезитов, дацитов, туфов, аргиллитов. Размер обломков от долей миллиметра до 5—8 см	Кристаллолитокластическая псефитовая, псаммитовая, алевритовая. Связующая масса обладает пеллоидной витрокластической текстурой. Иногда наблюдаются полосчатые текстуры	Кварц, хлорит, серицит, карбонат, альбит
Дацитовые порфиры	Потоки в Арегунийском и Мургузском хребтах	Вкрапления: плаггиоклаз и калиевый полевой шпат, иногда появляются опациitized роговая обманка и биотит	Текстура полосчатая, структура порфировая, основная масса витрофировая, флюидальная	По плаггиоклазу развивается альбит, по цветным — карбонат, хлорит, кварц. По основной массе развиваются отдельные чешуйки хлорита и серицита
Липариты, трахилипариты	Потоки в верхах разреза, куполы	Плаггиоклаз (№ 18—36) (размер до 1,6 мм). Роговая обманка (2V=—75°; c:Ng=8—13°). Биотит — пластинки. Кварц — размер до 2 мм. Редко гиперстен. Количество вкраплений колеблется от 3 до 18%	Порфировая или афирровая. Основная масса обладает сферолитовой, трахитовой, микропиклитовой текстурой, иногда перлитовой отдельностью. Состоит она из кварца, альбита, хлорита, стекла	Кварц, серицит, хлорит
Туфы, туфолавы липаритов, дацитов	Верхняя часть разрезов	Плаггиоклаз, роговая обманка, биотит. Обломки липаритов, андезитов, размер до 2—5 мм	Угловатые обломки минералов и пород погружены в пеллоидную витрокластическую, связующую массу, которая подверглась неравномерной раскристаллизации с аллотриоморфной, микрофельзитовой структурой	Хлорит, кварц
Туфолавы	Южный склон Арегунийского хребта	Обломки альбитизированных порфиритов, сферолитовых порфиров и сильно измененных пород кварц-полевошпатового состава. Содержание 50 %	Субпараллельно ориентированные обломки пород имеют сплюсненнолизовидную форму, размер 0,5 мм—1 см. Можно проследить все переходы от обломков с резкими контурами до обломков с нечеткими контурами, сливающимися с основной массой. Связующая масса — флюидальное стекло с неравномерно распределенной рудной пылью	



Рис. 26. Бостонит из дайки. Ув. 35, ник. +

Детальное описание петрографического состава кварцевых санидиновых трахитов, слагающих экструзивное тело олигоценового возраста в юго-восточной части синклинория, приведено в статье О. П. Елисеевой (1962).

Особенности составов главных породообразующих минералов

Количественные соотношения вкрапленников и основной массы в описанных породах колеблются в широких пределах. В породах первого комплекса вкрапленники в сумме составляют до 30—40%, в то время как в соответствующих породах второго комплекса их количество возрастает до 50—55% от общей массы. Для представителей кислой ветви эффузивов характерно резко подчиненное количество вкрапленников до 10—20% объема породы.

Вкрапленники калиевого полевого шпата не характерны для эффузивных разностей, но содержатся в жильных и субвулканических телах (трахитах, бостонитах, кварцевых сиенит-порфирах). В эффузивах калиевый полевой шпат участвует главным образом в мелкоагрегатном метастазисе основной массы.

В базальтах второго комплекса, кроме характерных — плагиоклаза и пироксенов — присутствуют вкрапленники оливина (большой частью замещенного серпентином, идингситом, хлоритом), а также вкрапленники биотита и роговой обманки.

Плагиоклаз — наиболее распространенный минерал-вкрапленник как для эффузивных, так и для субвулканических и жильных образований. По облику и характеру устанавливаются плагиоклазы различных генераций — интрателлурические образования и более свежие, прозрачные — эффузивные. Часто наблюдаемая резорбция вкрапленников, по-видимому, является следствием неустойчивости интрателлурических кристаллов в эффузивных условиях. В большинстве случаев кристаллы хорошо огранены и часто образуют скопления. Представлены они: 1) тонко- и широколинейными полисинтетическими двойниками; 2) зональными двойниками; 3) незональными, несдвоенными кристаллами.

Свежие зональные двойники содержат 3—5 четких зон с постепенным увеличением содержания кремнекислоты в каждой нарастающей зоне. В других случаях зоны ограничены нечетко и их количество трудно установить. Состав самой внешней зоны приближается к составу плагиоклазов основной массы. По генетической классификации зональных плагиоклазов А. С. Марфунина (1952) их можно соответственно отнести к типам «прямой ступенчато-прерывистой» или «непрерывной волнообразной» зональности. Отмеченные разновидности, по-видимому, указывают на прерывистый и непрерывный характер процесса кристаллизации.

Таблица 22

Состав и степень упорядоченности плагиоклазов из палеогеновых вулканических пород Севано-Ширакского синклиория

Ком-плекс	Тип пород	Характер минерала	№ плагиоклаза		Степень упорядоченности по А. А. Марфунину (1952)
			по низкой температурной кривой	по высокой температурной кривой	
I	Базальты, андезитобазальты	Вкрапленник	83	80	1,0
	То же	»	92	84	0,85
		Зональный вкрапленник			
		ядро	86	76	1,00
		край	69	60	
	Андезиты	Вкрапленник	63	57	0,65
	»	»	52	47	0,50
	Андезито-дациты	»	61	56	0,40
	Кварцевые диориты	»	45	42	0,90
	Дациты, липариты	»	36	—	0,20
	То же	»	45	40	0,30
	» »	»	41	35	—
II	Липарито-дациты, дайка	»	35—36	—	0,80
	Липариты, экструзия	»	25	—	1,00
	То же	»	40	—	—
	Базальты, андезитобазальты	Зональный вкрапленник			
	То же	ядро	81	81	
		Зональный вкрапленник			
		ядро	75	—	0,65
		средняя часть	48	43	0,90
	» »	Вкрапленник	60	56	0,30
	Бостониты, дайка	»	50	46	0,55
	Липарито-дациты, купол	»	44	42	0,50
	Трахилипариты, купол	»	33	32	0,60
	Липариты	»	27	—	—

Составы и свойства плагиоклазов, определенные на столике Е. С. Федорова и по диаграмме А. С. Марфунина (1962), приведены в табл. 22.

Идентичность вкрапленников в составе различных фаций каждого комплекса может указывать на их интрателлурическую природу и возможность происхождения из единого глубинного очага.

Следует отметить преобладание альбитового и карлсбадского законов двойникования и редкое появление альбит-карлсбадского и альбит-эстерельского. Степень упорядоченности плагиоклазов убывает от 1,00 в базальтах до 0,20 в липаритах и снова возрастает до 0,80 в субвулканиче-

ских кислых разностях первого комплекса. В то же время в соответствующих породах второго комплекса она несколько понижена.

Для зональных кристаллов характерна разложенность внутренних зон с образованием серицита, альбита, хлорита, карбоната, цеолитов; отдельные зоны выполнены мелкими включениями вулканического стекла. Часто разложение плагиноклаза происходит столь интенсивно, что стираются его характерные структурные черты.

Из темноцветных минералов наиболее распространены среди описываемых эффузивных и экструзивных образований пироксены.

Моноклинный пироксен встречается в виде порфировых выделений (размером до 3,8 см) в породах среднего и основного состава, а также в дацитах и субвулканических липаритах; реже он присутствует в основной массе некоторых базальтов и долеритов.

В шлифах он имеет вид короткопризматических, идиоморфных зерен бледно-зеленого цвета, которые большей частью замещены хлоритом, карбонатом, меньше — роговой обманкой и часто содержат включения апатита и магнетита. Нередки двойники по (110) и зональные кристаллы. Обратная зональность в пироксенах отмечается в лавах, где одновременно присутствует ромбический и моноклинный пироксен. Как отмечает В. Эйтель (1962), явление это связано скорее всего с вторичным взаимодействием ромбического пироксена (возможно, и оливина) с расплавом и обогащением последнего Mg.

Оптические константы моноклинных пироксенов приведены в табл. 23. На трехкомпонентную диаграмму Г. Хесса нанесены те разности, для которых можно сопоставить результаты замеров углов $2V$ и показателей преломления.

Таблица 23

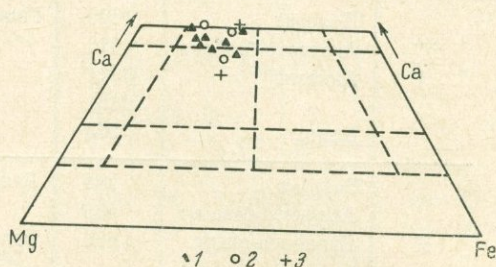
Оптические свойства и состав моноклинных пироксенов из палеогеновых вулканических образований

Комп-лекс	Тип пород	№ образца	Минерал	$-2V$, град	$c:Ng$, град	Показатель преломления		Состав
						Ng	Np	
I	Андезито-базальт	1008	Авгит	58	44	—	—	—
	Андезит	1216	»	56	42	1,712	1,691	Wo ₄₆ En ₄₁ Fs ₁₃
	Долерит из пластовой залежи	1800	»	53	47	1,722	1,698	Wo ₄₂ En ₃₄ Fs ₂₄
	Базальт из дайки	408	»	56	44	1,720	1,697	Wo ₄₅ En ₃₅ Fs ₂₀
	Андезит зональный							
	ядро	1791	»	48	46	—	—	—
	край		»	56	48	—	—	—
	Андезит	396	»	56	46	—	—	—
	»	705	»	54	43	1,716	1,692	Wo ₄₅ En ₄₃ Fs ₁₂
	Дациит	1826	Салит	58	46	1,724	1,700	Wo ₅₀ En ₂₇ Fs ₂₃
II	Липарит	78	»					
	Субвулканический липарит	43	»	57	42	1,709	1,687	Wo ₄₈ En ₃₈ Fs ₁₄
	Дациит	582	»	56	42	1,721	1,699	Wo ₄₈ En ₃₂ Fs ₂₀
	Базальт	376	Авгит	52	44	1,721	1,698	Wo ₄₂ En ₃₄ Fs ₂₄
	Андезито-базальт	589	»	56	48	—	—	—
	Бостонит из дайки	596	»	58	47	—	—	—
	Трахиандезит	598	»	60	42	—	—	—
	Липарит	630	»	57	43	1,720	1,694	Wo ₄₈ En ₃₅ Fs ₁₇
	Трахит (среднее из 7 замеров)		»	56	44	1,712	1,694	Wo ₄₇ En ₄₂ Fs ₁₁

При сравнении пироксенов с данными, приводимыми М. М. Веселовской (1950), можно заметить, что их фигуративные точки ложатся главным образом в поля авгитов эффузивных пород (вкрапленников) и салитов. При этом можно указать на существенные различия в составах пироксенов из различных типов пород. Пироксены из вкрапленников среднеэоценовых пород представлены салитами и бедными кальцием авгитами с колебаниями состава от $Wo_{46}En_{41}Fs_{13}$ в базальтах и андезито-базальтах до $Wo_{50}En_{27}Fs_{23}$ в дацитах и липаритах (рис. 27). В то же

Рис. 27 Составы пироксенов из палеогеновых вулканических пород Севано-Ширакского синклинория

1 — пироксены из пород I комплекса; 2 — пироксены из пород II комплекса; 3 — средние величины, полученные по химическому составу пироксенов



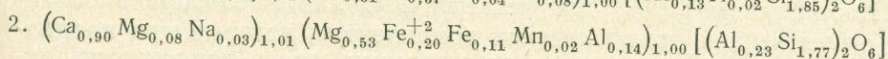
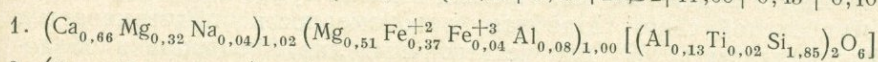
время пироксены из даек и пластовых залежей долеритов принадлежат к нормальному авгитовому ряду. В породах второго комплекса отмечаются значительные колебания состава пироксенов.

Данные полного химического анализа пироксена из долерита указывают на его близость к авгитам, в частности к авгиту из андезитового долерита Сквилвер-Хилл, Шропшир (Дир, Хауи, Зусман, 1965), а пироксена из липарита бдданской свиты приближаются по содержаниям CaO , FeO , MgO к салитам. В последнем случае анализируемый пироксен отличается несколько повышенным содержанием Fe_2O_3 (табл. 24).

Таблица 24

Химические анализы моноклинных пироксенов из пород первого комплекса и рассчитанные кристаллохимические формулы (Аналитик А. А. Петросян)

№ п/п	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	Сумма
1	49,18	0,55	4,70	1,58	11,76	н.о.	16,30	14,75	0,48	0,04	99,34
2	47,24	8,36		3,79	6,48	0,48	22,32	11,00	0,43	0,10	100,20



1 — авгит из пластовой залежи долеритов (обр. 1800); 2 — салит из липаритов бдданской свиты (обр. п-78)

Расчеты молекулярного состава по химическим анализам дали следующие результаты: для авгита — $Wo_{37}En_{40}Fs_{23}$, для салита — $Wo_{50}En_{30}Fs_{20}$. Некоторые отклонения от данных, полученных по оптическим константам, вероятно, связаны с тем, что в трехкомпонентную диаграмму не вошли окислы TiO_2 , Al_2O_3 и др.

Ромбический пироксен встречается в виде удлиненных призматических кристаллов (размером до 3,2 мм с четким плеохроизмом) в различных эффузивах и дайках обоих комплексов.

В искусственных шлихах он отличается желтовато-бурой окраской и идиоморфными кристаллографическими очертаниями.

Из данных, приведенных в табл. 25, видно, что по оптическим свойствам ромбические пироксены близки между собой.

На диаграммах А. Полдерварта (Мурхауз, 1963), Куно (Куно, 1954) они ложатся в поле гиперстенов с содержанием железистой молекулы

Оптические константы ромбических пироксенов
палеогеновых вулканических образований

Комплекс	Тип породы	№ образца	Минерал	—2V, град	с:Ng, град	Показатель преломления	
						Ng	Np
I	Долерит	1800	Гиперстен	64	3	1,715	1,710
	Андезито-базальт	1818	»	66	2	1,710	1,699
	Андезит	1711	»	62	4	—	—
	»	1181	»	56	8	1,712	1,698
	Дацит	583	»	68	4	1,704	1,690
II	Базальт	234	Гиперстен	60	3	1,709	1,696
	Андезито-базальт	589	»	56	0	—	—
	Липарито-дацит	630	Бронзит	72	7	1,701	1,690

30—40%, при этом от основных пород к кислым железистость постепенно понижается. В липаритовых куполах памбакской свиты отмечаются разности, переходные от гиперстенов к бронзитам с 27—30% FeSiO_3 .

Колебания в составе по показателю преломления и углу 2V составляют 5—13% в сторону повышения железистости по Ng.

Приводим химический состав гиперстена из среднеэоценовой долеритовой залежи и рассчитанную кристаллохимическую формулу (аналитик А. А. Петросян).

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	П.п.п.	Сумма
52,13	0,30	3,28	1,65	17,50	0,48	3,33	21,27	0,30	н. о.	—	—	100,24
$(\text{Na}_{0,22}\text{Ca}_{0,13}\text{Mn}_{0,02}\text{Mg}_{1,17}\text{Fe}_{0,54}^{+2}\text{Fe}_{0,05}^{+3}\text{Al}_{0,07})_{2,0}[(\text{Al}_{0,07}\text{Ti}_{0,01}\text{Si}_{1,92})_2\text{O}_6]$												

Роговая обманка — относительно редко встречаемый минерал в эффузивах Базумского хребта. Следует обратить внимание на интересную особенность — роговые обманки появляются в лавах, излившихся после существенного перерыва вулканической деятельности. Так, амфиболы отмечены в андезитах, залегающих в низах туфоосадочной, базумской и памбакской свит. Подобная закономерность подчеркивается К. И. Карапетяном (1959) для четвертичных лав Айюцзора и объясняется существенной ролью летучих компонентов, которые при продолжительном перерыве вулканизма, по-видимому, имели возможность накапливаться в верхних частях магматического очага. Кроме того, роговые обманки отмечаются в кислых эффузивных и субвулканических образованиях обоих комплексов.

Удлиненные шестоватые кристаллы коричневато-бурой базальтической роговой обманки установлены в субвулканических липаритах первого комплекса. Характерной особенностью является интенсивное развитие в них процессов опацизации, которые захватывают порой все зерно. Высокие показатели преломления порядка $\text{Ng}=1,790$, $\text{Np}=1,760$, как и изменение окраски, по-видимому, связаны с переходом существенной части Fe^{+2} в Fe^{+3} .

Оптические константы изученных роговых обманок приведены в табл. 26. Большинство из них характерно для ряда обыкновенных роговых обманок, при этом величина отношения $100 \text{ Mg} : (\text{Mg} + \text{Fe}^{+2}\text{Fe}^{+3} + \text{Mn})$ закономерно уменьшается от 45—40 в андезитах до 30—20 в липаритах и их субвулканических аналогах первого комплекса. Роговые обманки из соответствующих пород второго комплекса отличаются существенной магнезиальностью состава, указанное выше отношение варь-

**Результаты измерений оптических свойств и состава роговых обманок
из палеогеновых вулканических серий**

Комплекс	Тип породы	№ образца	Минерал	—2V, град	c:Ng, град	Показатель преломления		100·Mg: (Mg+ +Fe ⁺² +Fe ⁺² + +Mn)
						Ng	Np	
I	Андезит	1790	Обыкновенная роговая обманка	76	10	1,693	1,678	35—42
	»	396		88	17	1,690	1,673	40—45
	Андезито-ба- зальт из дайки	1811	То же	86	15	—	—	—
	Липарит	78п	» »	—	—	1,675	1,652	—
	Субвулканиче- ский липарит	65п	» »	—	12	1,699	1,682	30—33
	То же	43п	» »	76	11	1,700	1,688	20—30
	» »	42п	Базальтическая роговая обманка	—	—	1,785	1,750	—
	» »	540	То же	62	8	1,788	1,767	—
	Липаритовый туф	37п	» »	—	—	1,794	1,748	—
II	Андезито-ба- зальт	596	Обыкновенная роговая обманка	80	10	1,679	1,658	55—58
	То же	598		78	11	—	—	—
	Дацит	348	То же	74	8	—	—	—
	Липарит	55п	» »	75	13	1,673	1,653	65—68
	Субвулканиче- ский трахит	1625	Паргаситовый Ряд	120	23	1,656	1,638	—

ирует в пределах 55—68. В то же время в щелочных субвулканических трахитах второго комплекса отмечаются роговые обманки паргасит-феррогастингситового ряда. Последние характеризуются положительным углом 2V, показателем преломления порядка Ng=1,656, Np=1,638 и четким плеохроизмом от бесцветного до зеленовато-синего оттенка.

Кварц в виде изометрических, иногда округлых вкрапленников размерами до 2,5 мм присутствует в липаритах и главным образом в субвулканических липаритах, дайках и приповерхностных гранитоидных интрузивах первого комплекса. Кроме того, в виде угловатых зерен он отмечается в туфах и туфолавах обоих комплексов. В большинстве случаев кварц вместе с плагиоклазом составляет раскристаллизованный мезостазис в дацитах и липаритах.

Петрохимическое описание пород

Для изучения особенностей химических составов описываемых пород Севано-Ширакского синклинория нами были использованы результаты 75 полных силикатных анализов, которые вместе с числовыми коэффициентами по А. Н. Заварицкому приведены в табл. 27.

Анализы подразделены на две большие группы, соответствующие выделенным разновозрастным комплексам, внутри каждой из групп они расположены от основных к кислым породам. Для каждой группы вычислены средние составы отдельных типов пород, которые также пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого (табл. 28).

На основании приведенных анализов составлена петрохимическая диаграмма, на которую для сравнения нанесены векторы средних типов пород по Дэли (рис. 28). Номера на диаграмме соответствуют порядко-

вым номерам в табл. 27. Для установления принадлежности пород, слагающих каждый комплекс, к тому или иному типу на основе векторной диаграммы построены вариационные кривые (1, 2, 3) и сравнены с естественными ассоциациями пород по А. Н. Заварицкому и К. Р. Бурри (рис. 29). Кроме того, для суждения об особенностях эволюции химического состава пород вычислены дополнительные характеристики по методам, предложенным А. Ритманом (Ritman, 1953, Ритман, 1964), Х. Куно (Купо, 1959), В. Н. Лодочниковым (1926) и др.

В одну группу объединены 33 анализа пород нижне-среднеэоценового и среднеэоценового возраста, соответствующие свитам первого комплекса. Фигуративные точки (линия 1), располагаясь между вариационными кривыми Пеле и Лассен-Пик, принадлежат типичной известково-щелочной ассоциации. Наклон кривой в верхней части диаграммы указывает на увеличение известковистости в ходе эволюции. Отношение FeO/MgO возрастает от 0,6 в базальтах до 3,0 в дацитах. Для пород первого комплекса прослеживается единая линия эволюции — от базальтов через андезиты и дациты к липаритам. На это обстоятельство, по А. Стейнеру (Steiner, 1958), по-видимому, указывают также малые колебания величины $\text{«A»} = \text{Al}_2\text{O}_3 + (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ от 20,5 в липаритах до 22,3 в андезито-базальтах. При этом отмечается постоянное преобладание Na_2O над K_2O как в основных и средних, так и в кислых разновидностях пород.

В другую группу объединены 43 анализа верхнеэоцен-олигоценовых вулканических образований памбакской свиты второго комплекса. В целях сопоставления в эту же группу включены анализы близких по возрасту эффузивов, развитых в пределах смежного Памбакского хребта.

В отличие от среднеэоценовых, породы, слагающие второй комплекс, характеризуются значительным разнообразием составов и специфической субщелочной тенденцией. Последняя особенность наиболее четко проявлена в эффузивах центральной части Памбакского хребта.

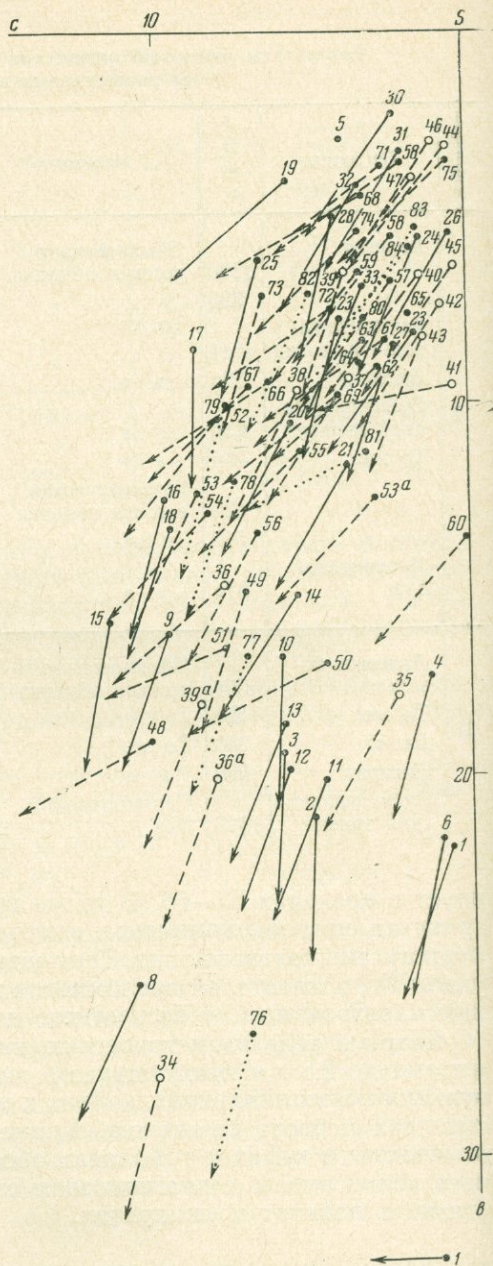
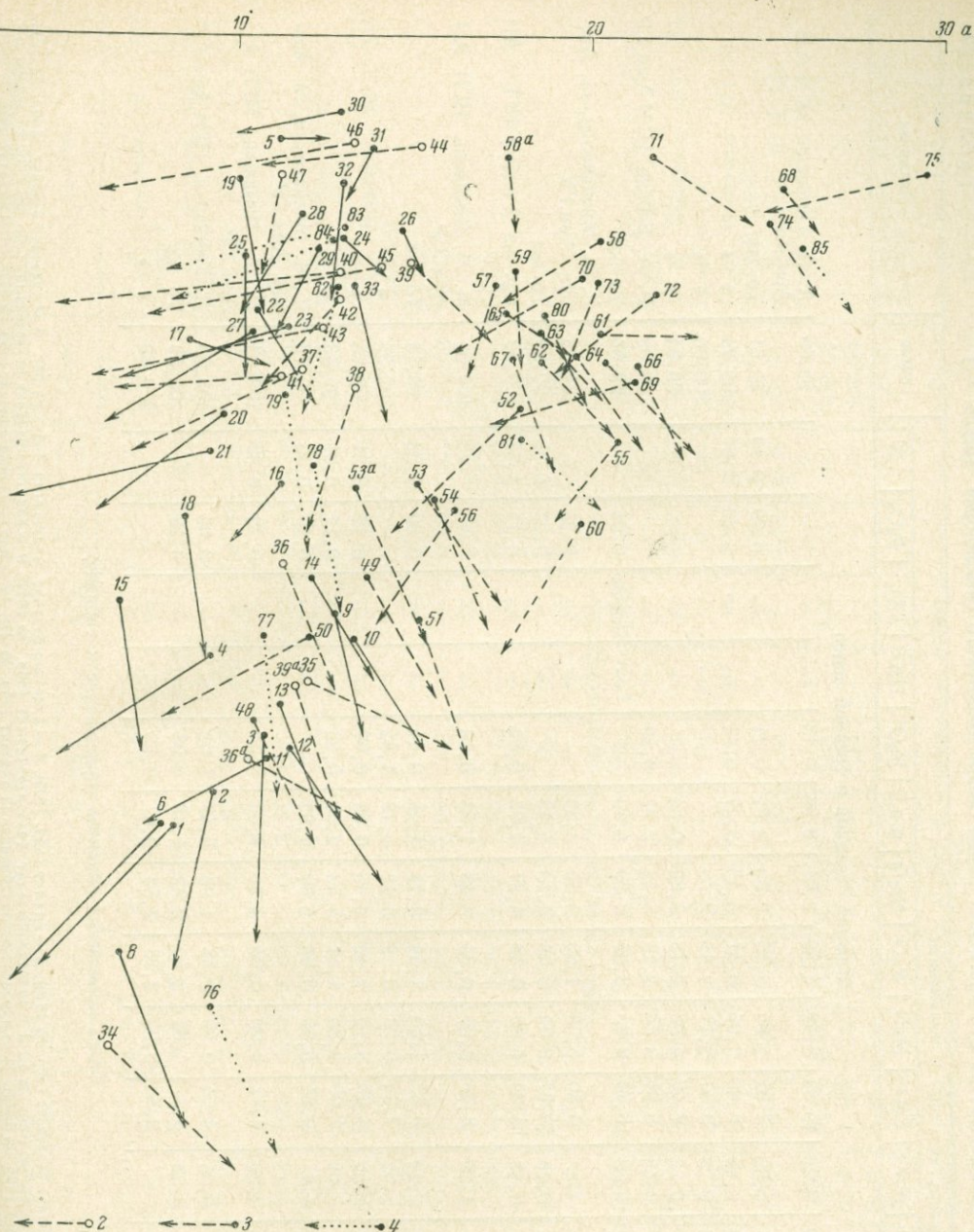


Рис. 28. Векторная диаграмма химических элементов — для пород известково-щелочной серии I комплекса;



составов палеогеновых вулканических пород Севано-Ширакского синклиория
 2 — для пород известково-щелочной серии II комплекса; 3 — для пород щелочной серии II комплекса;
 4 — средние типы по Дэли

Породы, составляющие второй комплекс, принадлежат двум различным ассоциациям, известково-щелочной (с повышенной по сравнению с первым комплексом щелочностью) и щелочной, развивающимся параллельно в смежных территориях.

Известково-щелочная ассоциация составляет ряд от базальтов через андезиты и дациты до липаритов. По содержаниям главных компонентов и основным числовым характеристикам породы приближаются к средним типам по Р. Дэли.

№ п/п	Компоненты																Сумма	Аналитик
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	п.п.п.	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	P ₂ O ₅	S		
Нижний—средний и средний эоцен																		
1	48,92	0,86	17,87	6,11	3,90	0,20	10,76	6,49	1,39	2,01	0,86	0,13	—	—	—	—	99,50	А. А. Петросян, ИГН АН АрмССР
2	49,15	0,67	19,81	5,34	4,21	0,29	7,02	2,84	2,17	3,80	2,52	0,71	—	—	0,79	0,19	99,51	То же
3	53,54	0,45	16,72	5,04	3,14	0,18	6,80	3,05	0,41	5,45	3,27	0,84	—	—	0,20	0,65	99,74	» »
4	56,41	1,93	19,29	4,41	6,36	0,28	3,47	2,11	2,15	3,59	—	—	—	—	—	—	100,00	» »
5	55,01	1,24	16,18	3,87	4,00	0,22	8,40	4,38	2,18	3,82	0,54	—	—	—	—	—	99,84	» »
6	53,72	1,94	15,51	4,96	5,67	0,48	5,91	3,34	2,18	3,42	2,67	0,29	—	—	—	—	100,09	В. А. Бабаян, ИГН АрмССР
7	54,43	0,69	17,69	2,88	5,12	0,22	5,74	2,35	3,36	3,29	4,13	—	—	Следы	0,06	—	99,96	То же
8	65,78	0,51	14,50	1,45	4,41	Сл.	0,50	5,38	1,60	3,00	3,89	—	—	—	0,23	—	101,25	Е. М. Мнацаканян, М. Азарян, Арм.ГУ
9	56,80	0,70	16,13	1,32	6,23	0,16	3,67	6,00	0,06	4,10	4,16	—	—	—	0,23	0,33	99,89	То же
10	54,26	0,64	15,24	1,58	6,51	0,18	4,05	6,00	0,49	4,27	4,76	0,96	—	—	0,19	1,37	100,50	(ср. из 2 анал.) ИГЕМ АН СССР
11	55,53	0,61	18,18	2,77	4,42	1,30	8,48	3,69	0,66	2,43	1,58	0,38	—	—	—	—	100,03	М. М. Языджян, ИГН АН АрмССР
12	54,23	0,67	20,45	3,67	5,13	0,10	6,35	1,10	1,44	3,71	1,46	0,44	—	—	0,20	0,23	99,18	То же
13	60,20	0,71	16,24	2,46	3,68	0,02	7,04	0,28	0,29	3,42	4,79	1,42	—	—	—	—	100,55	» »
14	57,78	0,82	17,64	3,29	3,79	0,20	6,95	3,10	1,40	2,75	0,58	0,97	—	—	0,17	0,31	99,75	» »
15	66,58	0,40	14,90	1,97	4,11	0,03	1,00	2,80	1,41	3,43	2,34	0,23	—	—	0,17	0,06	99,43	» »
16	59,70	0,52	18,69	1,50	2,45	Сл.	0,64	5,38	0,96	2,80	6,82	—	—	—	0,10	0,16	99,72	Е. М. Мнацаканян, М. Азарян, Арм.ГУ
17	57,65	0,82	19,69	5,16	5,90	0,20	1,12	3,00	0,64	3,35	1,65	0,34	—	—	0,12	0,39	100,03	М. М. Языджян, ИГН АН АрмССР
18	67,00	0,05	14,04	1,13	1,05	0,05	4,04	0,89	3,48	1,96	5,48	1,02	—	—	0,06	—	100,25	Л. Маркарян, ИГН АрмССР
19	65,58	0,14	17,30	2,52	1,58	0,08	4,07	1,68	2,40	2,82	1,66	0,08	—	—	0,18	—	100,09	То же
20	69,31	0,42	17,36	1,42	2,50	—	2,80	0,92	2,53	2,63	0,67	0,33	—	—	—	—	100,89	» »

Опись химических анализов (приложение к таблице)

Нижний—средний и средний эоцен

1 — диабазовый порфирит (обр. № 7); 2 — базальт (дэлерит) (обр. № 1830); 3 — спилит (обр. 1805); 4 — андезит-базальт измененный (обр. № 98); 5 — андезит-базальт (обр. № 42); 6 — кварцевый диабаз (обр. № 5); 7 — андезит-диабаз (обр. № 4); 8 — андезит-базальт (окварцованный) (обр. № 1056); 9 — андезит-базальт (измененный) (обр. № 928); 10 — андезит-базальт (измененный, средний из 2 анализов) (обр. № 1373); 11 — пироксен-роговцово-бамбуковый андезит (обр. № 26); 12 — пироксен-роговцовый андезит (обр. № 609); 13 — андезит (обр. № 582); 14 — андезит (обр. № 1818); 15 — андезит (измененный, средний из 2 анализов, обр. № 1226); 16 — диорит (измененный, обр. № 1099); 17 — диорит (измененный, обр. № 1358); 18 — туф андезито-дацита (обр. № 293); 19 — андезито-дацит (обр. № 163); 20 — дацит (обр. № 527);

№ п/п	Компоненты																Сумма	Аналитик
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	п.п.п.	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	P ₂ O ₅	S		
21	68,82	0,26	13,29	1,75	3,60	0,06	3,81	1,04	1,74	3,70	0,26	0,45	—	—	0,40	0,35	99,23	М. М. Языджян, ИГН АН АрмССР
22	73,04	0,45	13,51	1,72	1,34	н. о.	2,99	н. о.	3,62	2,70	—	0,18	0,12	—	0,14	0,73	100,54	З. Ш. Гаспарян, ИГН АН АрмССР
23	72,21	0,26	14,11	3,41	0,38	0,10	1,27	0,72	3,51	3,03	0,80	0,38	—	—	0,09	0,33	100,60	То же
24	73,00	0,37	12,12	3,32	1,61	0,29	1,49	0,42	3,18	4,05	0,06	0,36	—	—	0,10	0,43	100,80	» »
25	64,24	0,60	15,34	0,77	3,14	0,12	4,43	1,21	1,37	3,47	3,61	1,40	—	—	0,20	0,36	99,96	» »
26	70,98	0,34	12,30	4,64	0,67	0,01	0,82	0,48	3,64	3,95	1,14	0,36	—	—	0,12	—	99,45	В. А. Бабалян, ИГН АН АрмССР
27	71,88	0,22	13,79	1,74	1,45	0,12	1,71	1,18	2,46	3,47	2,07	0,28	—	—	0,09	0,34	100,50	М. М. Языджян, ИГН АН АрмССР
28	70,82	0,23	15,12	1,88	1,22	0,09	3,00	0,80	1,82	4,25	0,68	—	—	—	0,05	—	99,96	То же
29	70,54	0,22	14,62	2,72	1,38	0,17	2,55	0,98	0,94	5,08	1,04	—	—	—	0,04	—	100,28	» »
30	73,76	0,30	12,54	1,53	0,92	0,12	1,19	1,12	3,58	3,59	1,14	0,06	—	—	0,29	0,12	100,26	» »
31	73,84	0,30	12,83	1,79	1,07	0,09	1,05	0,33	3,88	3,97	1,56	0,12	—	—	0,06	0,03	100,92	» »
32	71,00	0,34	14,64	1,18	1,87	0,04	2,57	0,80	3,50	3,70	0,60	0,20	—	—	0,12	—	100,56	» »
33	67,46	0,38	14,41	2,22	1,84	0,13	2,92	1,59	2,77	4,25	1,48	—	—	—	0,12	—	99,57	» »
Верхний эоцен (известково-щелочная серия)																		
34	46,62	0,86	16,79	4,80	5,20	0,12	14,01	4,95	0,92	2,14	—	0,44	1,37	2,50	—	—	100,72	Е. М. Никитина, ИГЕМ АН СССР
35	54,66	0,49	19,55	5,50	1,76	0,18	7,25	1,85	2,80	3,16	0,82	0,75	—	—	0,34	0,14	99,25	М. М. Языджян, ИГН АН АрмССР
36	58,20	0,62	17,20	2,01	5,82	0,09	7,01	3,18	3,42	2,20	0,38	—	0,18	—	—	—	100,31	Хим. лаборатория УГиОН при СМ АрмССР
37	67,22	0,27	17,46	2,42	0,83	0,08	2,87	1,19	3,36	3,22	1,78	0,18	—	—	0,13	н. о.	101,01	Л. Маркарян, ИГН АН АрмССР
38	61,02	0,42	17,51	3,67	1,29	0,04	3,78	2,12	3,19	3,75	—	2,41	—	1,01	—	—	100,21	Л. Маркарян, ИГН АН АрмССР
39	60,85	1,12	16,49	3,62	0,43	0,08	4,18	0,74	3,02	6,40	—	3,11	—	—	—	—	100,04	
40	72,10	0,27	15,58	1,17	0,83	0,01	1,25	0,25	4,00	3,48	0,76	0,08	—	—	0,11	0,03	99,92	

21 — дацит (обр. № 50); 22 — липарит (измененный, обр. 1215); 23 — липарит (обр. № 1627); 24 — липарит (обр. № 698); 25 — дацит (обр. № 1181); 26 — липарит (обр. П-98); 27—33 — липаритовые порфиры (субвулканические) (обр. № 720, П-1, П-49, П-36, П-35, П-29, П-45);

Верхний эоцен

34 — базальт (обр. № 20); 35 — андезито-базальт (обр. № 587); 36 — авгитовый андезитовый порфирит (обр. № 1315); 37 — дацит-туфолава (обр. № 171); 38 — дацитовый порфир (обр. № 32); 39 — дацитовый порфир (обр. № 2); 40 — липарито-дацит (альбитизированный) (обр. № 246)

Таблица 27 (продолжение)

№ п/п	Компоненты																	Сумма	Аналитик
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	п.п.п.	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	P ₂ O ₅	S			
41	71,26	0,46	12,62	3,99	1,58	Следы	0,35	0,23	6,84	0,74	0,85	0,23	—	—	—	0,23	99,38	М. М. Языджян, ИГН АН АрмССР	
42	73,40	—	12,33	3,97	0,62	—	0,65	1,28	3,70	3,60	0,98	—	0,24	—	—	—	100,47	То же	
43	72,50	0,27	15,29	1,44	1,05	—	0,92	0,58	3,02	3,88	1,68	0,04	—	—	0,08	—	100,75	Л. Маркарян, ИГН АН АрмССР	
44	74,60	0,26	13,86	1,35	0,39	0,03	0,50	0,10	4,79	3,98	—	0,32	0,64	0,10	—	—	100,92	Е. М. Никитина, ИГЕМ АН СССР	
45	73,95	—	15,05	1,06	0,50	0,09	0,44	0,51	4,45	4,08	0,38	—	0,20	—	—	—	100,71	М. М. Языджян, ИГН АН АрмССР	
46	75,91	0,17	13,91	0,30	0,18	0,02	0,09	0,23	3,88	3,68	—	1,53	—	—	0,04	—	99,94	То же	
47	73,41	0,32	10,78	1,60	1,44	0,05	1,24	0,65	2,83	3,12	3,27	1,45	—	—	—	—	99,86	» »	
Верхний эоцен (щелочная серия)																			
48	50,33	0,54	19,64	6,51	3,79	0,22	9,03	3,26	4,40	1,47	0,34	0,16	—	—	—	—	99,69	Э. А. Кюрегян, ИГН АН АрмССР	
49	54,90	0,63	18,68	3,68	3,58	—	7,33	2,90	2,30	4,44	1,84	—	—	—	—	—	100,28	То же	
50	56,88	0,11	22,59	3,49	2,75	0,20	5,07	2,02	5,33	1,72	0,47	0,27	—	—	—	—	100,90	» »	
51	50,84	0,08	20,14	5,71	2,53	0,08	6,87	3,57	2,29	4,92	2,57	0,24	—	—	—	—	99,84	» »	
52	51,76	0,19	24,04	0,38	2,74	0,07	5,07	1,66	5,12	4,03	4,46	0,07	—	—	—	—	99,59	» »	
53	53,18	0,33	21,24	2,18	3,02	0,10	8,16	2,37	3,30	4,20	2,48	—	—	—	—	—	100,56	Г. О. Джрбашян, ИГН АН АрмССР	
54	51,30	0,63	20,42	3,49	2,58	0,17	6,92	2,48	4,80	3,20	4,08	—	—	—	—	—	100,07	А. А. Петросян, ИГН АН АрмССР	
55	52,64	0,24	22,71	3,65	2,88	0,17	3,60	1,46	6,56	4,56	1,96	0,18	—	—	—	—	100,61	Э. А. Кюрегян, ИГН АН АрмССР	
56	52,94	0,38	21,43	4,49	1,86	—	4,51	2,43	3,46	4,50	3,23	0,20	—	—	—	—	99,43	Г. М. Джрбашян, ИГН АН АрмССР	
57	63,01	0,49	16,84	3,47	1,32	0,07	1,79	1,04	4,97	4,39	2,62	—	—	сл.	—	—	100,01	То же	
58	61,52	0,50	19,02	2,98	0,72	0,08	1,70	0,61	6,91	4,38	0,87	—	0,78	—	—	—	100,07	» »	
59	62,39	0,55	17,39	2,44	2,63	—	2,44	1,07	5,21	4,48	1,47	0,34	—	—	—	—	100,41		
60	59,56	сл.	17,38	2,01	3,44	0,43	сл.	3,02	6,60	4,82	1,64	—	—	—	—	—	98,90	Е. М. Мнацаканян, Арм.ГУ	

41 — трахилипарит (обр. № 709); 42 — липарит (обр. № 510); 43 — липарито-дацит (обр. № 221); 44 — липарит (альбитизированный, обр. № 37^б); 45 — липарит (обр. № 509); 46 — липаритовый порфир (обр. № 76); 47 — липарит (обр. № 9); 48 — базальтовый порфирит (обр. № 887); 49 — андезито-базальт (измененный, обр. № 5); 50 — монзонит (обр. № 566); 51 — монзонит (обр. № 567); 52—55 — трахиадезиты (обр. № 616, 619, 884, 1018); 56 — щелочной трахиадезит (обр. № 907); 57 — трахиадезит (измененный, обр. № 2); 58 — трахит кварцевый (обр. № 1); 59 — трахиадезит (обр. № 3); 60 — трахит (обр. № 1290);

№ п.п.	Компоненты																Сумма	Аналитик
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	п.п.п.	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	P ₂ O ₅	S		
61	57,69	0,69	17,38	3,64	2,59	сл.	3,70	сл.	7,53	3,70	2,67	—	—	—	0,32	—	99,91	Е. М. Мнацаканян, Арм.ГУ
62	57,66	0,62	17,31	3,03	2,36	сл.	3,77	1,11	6,75	3,60	3,25	—	—	—	0,48	—	99,94	То же
63	59,90	0,81	16,77	2,53	2,73	сл.	3,84	0,90	6,63	3,90	2,52	—	—	—	0,32	—	100,85	» »
64	56,68	0,75	17,93	3,32	1,92	сл.	3,62	1,27	7,05	3,70	3,12	—	—	—	0,44	—	99,80	» »
65	59,99	1,04	16,06	3,72	2,22	сл.	2,81	0,72	6,30	4,15	2,42	—	—	—	0,32	—	99,75	» »
66	51,98	0,70	22,74	3,14	2,72	0,17	5,36	1,31	7,18	4,18	0,40	0,24	—	—	—	—	100,12	В. А. Молева, ИГЕМ АН СССР
67	58,50	0,60	19,00	3,20	2,32	0,15	4,27	1,59	4,98	4,46	—	—	1,11	—	—	—	100,18	То же
68	53,67	0,44	21,08	1,67	1,21	0,23	2,60	0,34	9,39	4,08	4,75	0,32	—	—	—	—	99,78	Б. М. Френкель
69	53,40	0,23	22,43	2,94	2,00	0,07	2,67	0,60	7,84	3,91	3,32	0,52	—	—	—	—	99,93	С. А. Деостриян, ИГН АН АрмССР
70	57,96	0,21	22,28	0,52	2,48	0,07	3,62	0,76	4,54	5,52	1,40	0,20	—	—	—	—	99,56	Г. М. Джрбашян, ИГН АН АрмССР
71	54,25	0,44	21,47	0,80	1,22	0,12	2,44	0,48	10,51	4,44	3,38	0,18	—	—	—	—	99,74	М. Т. Селютин
72	56,06	0,69	21,67	1,99	1,68	0,33	2,77	0,85	8,58	3,58	1,52	—	0,40	—	—	—	100,12	Э. А. Коремян, ИГН АН АрмССР
73	56,00	0,27	21,87	3,11	1,65	0,13	3,94	0,97	3,72	6,20	2,66	0,16	—	—	—	—	100,68	То же
74	55,33	0,21	21,57	1,77	1,83	0,20	2,73	0,55	8,51	5,11	1,89	0,21	—	—	—	—	99,91	» »
75	56,74	0,09	23,34	1,14	0,51	0,14	0,32	0,25	6,30	8,94	2,27	0,10	—	—	—	—	100,14	Р. П. Ильницкий
Средние типы по Р. Дэли																		
76	49,06	1,36	15,70	5,38	6,37	0,31	8,95	6,17	1,52	3,11	—	1,62	—	—	0,45	—	100,00	
77	56,77	0,84	16,67	3,16	4,40	0,13	6,74	4,17	2,12	3,39	—	1,36	—	—	0,25	—	100,00	
78	59,59	0,77	17,31	3,33	3,13	0,18	5,80	2,75	2,04	3,58	—	1,26	—	—	0,26	—	100,00	
79	61,12	0,42	17,65	2,89	2,40	0,15	5,80	2,44	1,72	3,83	—	1,43	—	—	0,15	—	100,00	
80	60,68	0,38	17,74	2,64	2,62	0,06	3,09	1,12	5,74	4,43	—	1,26	—	—	0,24	—	100,00	
81	57,84	1,11	17,24	3,97	3,18	0,05	4,20	1,25	3,62	5,67	—	1,30	—	—	0,57	—	100,00	
82	65,68	0,57	16,25	2,38	1,90	0,06	3,46	1,41	2,67	3,97	—	1,50	—	—	0,15	—	100,00	
83	72,90	0,48	14,18	1,65	0,31	0,13	1,13	0,40	3,94	3,54	—	1,33	—	—	0,01	—	100,00	
84	72,36	0,33	14,17	1,55	1,01	0,09	1,38	0,52	4,56	2,85	—	1,09	—	—	0,09	—	100,00	
85	54,89	—	21,28	3,04	1,49	0,01	2,31	0,66	8,39	5,62	—	2,31	—	—	—	—	100,00	

61—65 — трахиты (обр. № 9г, 10г, 8г., 11г., 7г); 63 — щелочной трахиандезит (обр. № 902); 67 — трахиандезит (обр. № 900); 68—69 — эпидейцитовые порфиры (обр. № 678, 676); 70 — бостонитовый порфир (обр. № 669); 71—74 — эпидейцитовые порфиры (обр. № 1074, 1075, 1077, 1175); 75 — бостонит (обр. № 667).

Типы пород по Дэли: 76 — базальт (№ 58); 77 — диорит (№ 48); 78 — андезит (№ 49); 79 — роговообманковый андезит (№ 52); 80 — трахит (№ 19); 81 — трахиандезит (№ 32); 82 — дацит (№ 46); 83 — липарит (№ 6); 84 — кварцевый порфир (№ 8); 85 — лейцитовый феолизит (№ 109). (Цифры в скобках соответствуют номерам в таблицах Заварицкого, 1944).

Таблица 28

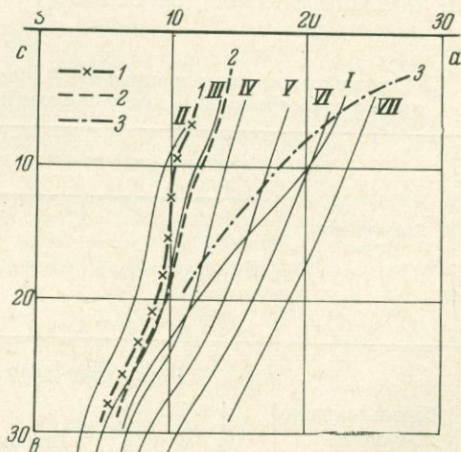
Средние составы эффузивных и субвулканических пород

Компоненты	Нижний и средний эоцен (I комплекс)					Верхний эоцен-олигоцен (?) (II комплекс)							
						Известково-щелочная серия				Щелочная серия			
	базальт	андезито-базальт	андезит	дацит	липарит	базальт	андезит	дацит	липарит	андезито-базальт	трахит-андезит	трахит	эпилейцит-порфир
SiO ₂	48,92	55,56	60,48	67,30	71,60	49,30	56,43	65,30	73,83	53,52	54,36	58,8	55,30
TiO ₂	0,86	0,99	0,53	0,42	0,31	0,90	0,55	0,52	0,17	0,37	0,35	0,57	0,32
Al ₂ O ₃	17,87	16,80	17,50	15,33	13,60	17,52	18,37	16,76	13,54	20,10	21,98	19,3	21,61
Fe ₂ O ₃	6,11	3,46	2,71	1,31	2,73	5,10	3,70	2,72	1,62	4,98	1,94	2,96	1,74
FeO	3,90	5,07	3,57	3,18	1,25	5,43	4,28	0,85	0,70	2,88	2,24	2,27	1,57
MnO	0,20	0,22	0,21	0,03	0,15	0,13	0,13	0,05	0,03	0,14	0,10	0,09	0,16
CaO	10,76	5,06	4,41	3,68	1,96	11,51	7,13	3,02	0,64	7,11	5,65	3,05	2,63
MgO	6,49	3,96	2,54	1,06	0,77	5,16	2,51	1,1	0,56	2,70	2,05	1,20	0,60
K ₂ O	1,39	1,62	1,41	1,88	2,96	0,96	3,11	3,39	3,78	3,40	4,65	6,38	7,42
Na ₂ O	2,01	3,86	2,97	3,26	3,92	2,24	2,68	4,21	3,72	3,16	3,20	4,16	5,22
П. п. п.	0,86	2,58	2,92	2,26	0,97	—	0,60	0,63	1,05	1,12	3,22	1,82	2,52
H ₂ O	0,13	0,31	—	0,71	0,26	1,90	0,46	1,45	0,76	0,27	0,39	0,17	0,28
P ₂ O ₅	—	0,18	0,03	0,33	0,11	—	0,25	0,06	0,02	0,35	—	—	—
S	—	0,28	0,07	0,18	0,18	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,50	99,95	99,41	100,93	100,77	100,15	100,20	100,06	100,42	100,10	100,13	100,77	99,37

Вариационная линия — 2, отражая несколько более щелочной характер их, сдвинута вправо и почти совпадает с кривой Лассен-Пик. Отношение FeO/MgO возрастает незначительно, от 1,1 в базальтах до 1,7 в липаритах, а величина «а» соответственно от 20,0 до 24,0, причем максимальные значения приходятся на андезиты и дациты. Если в основных и средних членах серии содержание Na_2O превышает K_2O , то в дацитах и липаритах они находятся примерно в равных соотношениях.

Породы, составляющие щелочную ассоциацию, наиболее широко развиты в центральной части Памбакского хребта. Согласно данным В. Н. Котляра (1958), Г. П. Багдасаряна (1962), они составляют ряд от

Рис. 29. Вариационные линии составов палеогеновых вулканических пород Севано-Ширакского синклинория
1 — нижне-средний, средний эоцен; 2 — верхний эоцен — известково-щелочная серия; 3 — верхний эоцен — щелочная серия
I — тип Гавайи; II — тип Пеле; III — тип Лассен-Пик; IV — тип Йеллоустон; V — тип Этна; VI — тип Марос-Хайвуд; VII — Буфумбира (крайние щелочные континентальные лавы)



трахиандезитов до эпилейцитовых порфиров. От средних типов, по Р. Дэли, породы отличаются несколько повышенной кислотностью и известковистостью. Крайние щелочные разности располагаются (по величине «а») в интервале между лейцитовым фонолитом и трахитом и могут быть отнесены к лейцитовым трахифонолитам. Отношение FeO/MgO возрастает от 1,0 в андезито-базальтах до 2,7 в эпилейцитовых порфирах, а величина «а» — соответственно от 26,6 до 34,2. В то же время содержание щелочей резко возрастает от 6,6 до 12,5 при постоянном преобладании K_2O над Na_2O . Линия составов, соответствующая данной ассоциации (см. рис. 29, кривая 3), отличается заметной обособленностью. Характер наклона вариационной кривой указывает на более быстрый темп увеличения щелочности в ходе дифференциации по сравнению с вышеуказанными ассоциациями и приближает последнюю серию к лавам Гавайских островов, а конечные продукты — даже к крайне щелочным континентальным лавам (тип Буфумбира).

При рассмотрении петрохимических особенностей пород, составляющих второй комплекс, в первую очередь следует отметить, что они не образуют единого эволюционного ряда, подобного тому, который можно проследить в породах базальт-липаритовой серии первого комплекса, а принадлежат двум различным рядам, развивающимся почти одновременно в пределах смежных территорий.

Таким образом, начало известково-щелочным рядам обоих комплексов дали магмы примерно одинакового состава. Определенностью отличается щелочная серия второго комплекса, наиболее широко развитая в зоне глубинного нарушения в пределах Памбакского хребта. Поступление щелочных расплавов на поверхность связано, по-видимому, с резким изменением тектонического режима развития территории.

Дополнительные величины характерных соотношений — индексы

$$«S» = \frac{(K_2O + Na_2O)^2}{SiO_2 - 43}; \text{ и } «P» = (An + 0,70) SiO_2,$$

где

$$An = \frac{0,9 Al_2O_3 - (K_2O + 1,5 Na_2O)}{0,9 \cdot Al_2O_3 + (K_2O + 1,5 Na_2O)} \text{ по А. Ритману (Ritman, 1953; Ритман, 1964), а также индекс затвердевания}$$

$$«Si» = \frac{Mg \cdot 100}{FeO + Fe_2O_3 + MgO + K_2O + Na_2O}$$

по Х. Куно (Куно, 1959) позволили подчеркнуть главные петрохимические особенности каждой серии (табл. 29), (рис. 30).

Таблица 29

Сериальные индексы и серии по А. Ритману (Ritman, 1953; Ритман, 1964), индекс затвердевания и щелочно-известковый индекс пород I и II комплексов

Комплекс	Главные типы пород	Сериальные индексы и серии по А. Ритману				Индекс затвердевания и щелочно-известковый индекс по Х. Куно				
		«S»	«S» средн.	An	«P»	Тип ассоциации	«Si»	$CaO = Na_2O + K_2O$	Щелочно-известковый индекс	Серия
Известково-щелочная ассоциация										
I	Базальт-андезит-то-базальт	2,17		0,47	60,0	Тихоокеанский сильно известково-щелочной тип	32,6			Известково-щелочная
	Андезит	2,06	1,8	0,45	68,4		19,2	5,2	17,0	
	Дацит	1,21		0,34	70,0		10,0			
	Липарит	1,62		0,16	61,5		6,6			
Известково-щелочная ассоциация										
II	Базальт	2,6		0,57	59,0	Тихоокеанский Средний известково-щелочной тип	27,0			Известково-щелочная
	Андезит	2,4		0,37	60,5		15,1			
	Дацит	2,3	2,2	0,21	60,3		8,4	5,6	17,5	
	Липарит	1,8		0,83	60,1		5,3			
Щелочная ассоциация										
II	Базальт-андезит-то-базальт	4,7		0,39	55,6	Средиземноморский средний субкалийный тип	16,5			Щелочная
	Трахиадезит	8,3		0,31	52,4		14,3			
	Трахит	6,9	8,6	0,15	49,0		7,6	7,2	15,0	
	Эпилейцит порфир	14,5		0,30	46,5		3,7			

На сводной диаграмме Х. Куно (рис. 31) фигуративные точки каждой серии располагаются в пределах соответствующих полей известково-щелочных и щелочных пород.

Первый комплекс ниже-среднеэоценовых и среднеэоценовых пород характеризуется известково-щелочной ассоциацией с общей железистостью

$$«F» = \frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \text{ мол. \%},$$

равной (по Соболеву) 40—60%. Минералогические, петрографические и петрохимические особенности основных, средних и кислых по-

род, наблюдаемая в них сериальная зависимость и преемственность в поведении микроэлементов (Джрбашян, Малхасян и др., 1963; Джрбашян, 1965), а также большое число переходных разностей скорее всего указывают на существенную роль процессов ассимиляции в ходе эволюции расплава. Особенности химизма и минералогического состава пород приближают их к породам толейитовой серии, по А. Кеннеди (Kennedy, 1933) и Х. Куно (Куно, 1959).

Вулканические образования второго комплекса характеризуются двумя, одновременно развивающимися ассоциациями пород: известково-щелочной (повышенной по сравнению с первым комплексом щелочности) и щелочной. Величина «F» для каждой серии равна 75—80%, что лишний раз указывает на возможность их параллельного развития в одинаковых геотектонических условиях. Каждая из выделенных серий второго комплекса характеризуется комплексностью составов, однако для всего комплекса единый ряд не устанавливается. Значительное возрастание величины S при относительно малом увеличении SiO_2 указывает, по А. Ритману, на то, что в эволюции каждой серии существенная роль принадлежит «газовому переносу в верхней части + (щелочи)».

В заключение отметим некоторые общие черты химизма палеогеновых эффузивов исследуемой территории.

1. Среди эффузивных пород отмечается большое количество переходных разностей, иногда с повышенной щелочностью, представленных андезито-базальтами, андезито-дацитами, трахи-андезитами, липарито-дацитами, трахи-липаритами и др.

2. Эффузивные и жильные породы характеризуются нормальным содержанием щелочей. Однако у пород, приуроченных к заключительным моментам развития очагов, нередко наблюдается повышенная щелочность по сравнению со средними типами соответствующих пород по Дэли.

Для пород первого комплекса характерно постоянное преобладание Na_2O над K_2O как в основных и средних, так и в кислых разностях. В то же время в породах, соответствующих этапу завершающейся складчатости (II комплекс), отмечаются часто обратные взаимоотношения щелочей, что резко заметно в породах щелочной серии.

3. Для основных, средних, а иногда и для кислых пород характерна повышенная основность, выраженная наличием большого числа атомов

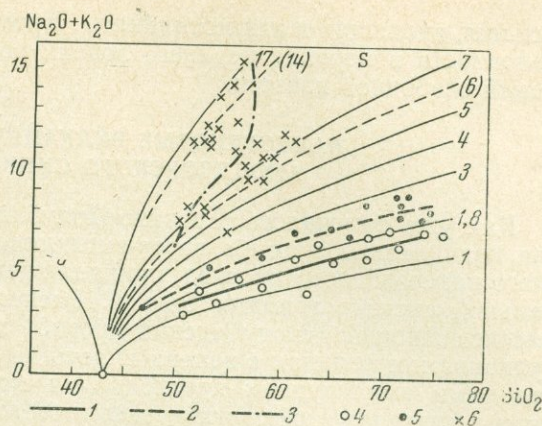


Рис. 30. Положение различных вулканических серий Севано-Ширакского синклинория на диаграмме А. Ритмана

1 — породы I комплекса; 2 — известково-щелочные серии II комплекса; 3 — щелочная серия II комплекса; 4 — породы I комплекса; 5 — породы известково-щелочной серии II комплекса; 6 — щелочные серии II комплекса

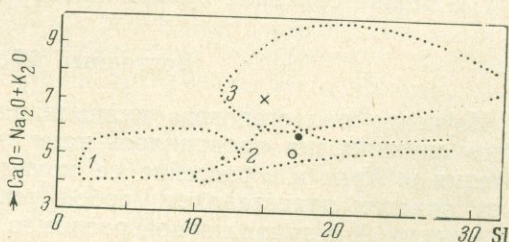


Рис. 31. Положение фигуративных точек различных вулканических серий на сводной диаграмме Х. Куно

Серии: 1 — толейитовая; 2 — известково-щелочная; 3 — щелочная

кальция, входящих в алюмосиликаты. Кроме того, вместе с возрастанием щелочности в породах верхнего эоцена наблюдается увеличение содержания свободной извести.

ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СЕРИИ АЙОЦЗОРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Как уже отмечалось, Еревано-Ордубадский синклиниорий делится на два подчиненных прогиба горст-антиклинальным поднятием Айоцзорского палеозойского массива, принадлежащего к протяженной меридиональной системе жестких блоков. Расположенный к востоку от этого массива Айоцзор-Ордубадский прогиб характеризуется интенсивным вулканизмом начиная с эоцена вплоть до четвертичного времени, значительными амплитудами прогибания и мощностями отложений. Вулканизм в пределах этой структуры отличается щелочноземельным составом продуктов. Характерны также наличие гранитоидных интрузий и интенсивная гидротермальная деятельность.

Область собственно горст-антиклинального поднятия Айоцзора осложнена небольшой синклинальной складкой хребта Западный Айоцзор, сложенной олигоцен-мио-плиоценовой вулканогенной толщей, характеризующейся преобладанием вулканических пород субщелочного состава.

Ниже мы приводим соответственно описание палеогенового вулканизма участка Восточного Айоцзора, непосредственно прилегающего с востока к зоне меридиональных разломов на границе упомянутого массива, а также описание вулканизма области Западного Айоцзора.

Восточный Айоцзор

Изучение палеогенового вулканизма в восточной части Айоцзорского синклинория проводилось нами на участке верхнего и среднего течения р. Арпа и в бассейне ее крупного правого притока р. Элегис. Этот участок представляет собой тектонически обособленный блок, ограниченный с запада зоной разломов, отделяющей его от упомянутой выше системы меридиональных поднятий. На юге граница его проходит в субширотном направлении вдоль разлома отраженного в современном рельефе субширотным участком среднего течения долины р. Арпа.

В соответствии с двумя господствующими системами разломов основные направления хребтов имеют здесь субширотное направление и расчленяются на отдельные массивы поперечными к ним долинами правых притоков р. Арпа. Значительная раздробленность палеозойского субстрата, выходы которого здесь не обнаружены, отразилась в относительно большей подвижности этого участка по сравнению с прилегающей к нему с запада областью Западного Айоцзора. В результате неоднократных погружений блока в течение верхнего мела здесь накопились значительные по мощности отложения терригенных и карбонатных пород этого возраста, которые после перерыва в осадконакоплении были перекрыты преимущественно вулканогенным палеогеном. В подчиненном количестве распространены осадочные образования эоцена и мио-плиоценовые эффузивы. Длительная жизнь многочисленных разломов привела на описываемом участке к интенсивному проявлению четвертичного вулканизма с хорошо сохранившимися аппаратами.

Геологическая характеристика вулканических серий

Наиболее древними из числа палеогеновых отложений являются туфогенно-осадочные породы среднеэоценового возраста. Последний был определен на основании фаунистических находок. В бассейне р. Арпа В. Н. Котляром и А. В. Кржечковским была собрана многочисленная



Рис. 32. Выходы слоистых туфогенно-осадочных пород эоцена, прорванных интрузией гранодиорит-порфиров (верхние слева). Левый бор р. Элегис

нуммулитовая фауна, которая, по заключению Мефферта, характеризует лютетский ярус (Мефферт, 1931). Среднеэоценовый возраст толщи впоследствии был подтвержден фаунистическими находками А. А. Габриеляна, А. А. Астаряна, А. Т. Вегуни и другими исследователями.

На туфогенно-осадочные породы среднеэоценового возраста налегает толща преимущественно вулканогенных пород так называемой амулсарской свиты, с базальными конгломератами в основании. В отношении возраста этой свиты среди исследователей нет единого мнения. Это обусловлено главным образом отсутствием ископаемой фауны и флоры.

Многие исследователи (А. Т. Асланян, 1958; А. Т. Вегуни, 1958, и др.) придерживаются мнения о наличии постепенных переходов между этой толщей и охарактеризованными фауной туфогенно-осадочными отложениями среднего эоцена. В отличие от этого, К. Н. Паффенгольц считает амулсарскую свиту олигоценовой на основании наличия в ее низах горизонта конгломератов, которые он считает базальными, а предыдущие авторы внутриформационными.

Наиболее молодые четвертичные лавы в Айоцдзоре развиты чрезвычайно широко, слагая северо-восточную и центральную части территории. Как вулканические аппараты, так и продукты их извержения детально охарактеризованы в работах К. Н. Паффенгольца (1941а) и К. И. Карапетяна (1959).

Ниже приводится краткая характеристика пород палеогенового возраста. При этом основное внимание уделяется вулканогенным образованиям, в то время как описание туфогенно-осадочных пород дается только в том объеме, как это необходимо для характеристики разреза в целом.

Туфогенно-осадочная свита (средний эоцен). Туфогенно-осадочные отложения среднего эоцена распространены чрезвычайно широко. Они слагают южную и восточную части района, обнажаясь по обоим бортам рек Элегис, Арпа и Терп. Мощность эоцена равна 3—3,5 км.

Для эоценовых пород Айоцдзора характерно общекавказское направление складчатости с северо-запада на юго-восток, углы падения обычно варьируют в пределах 10—35°.

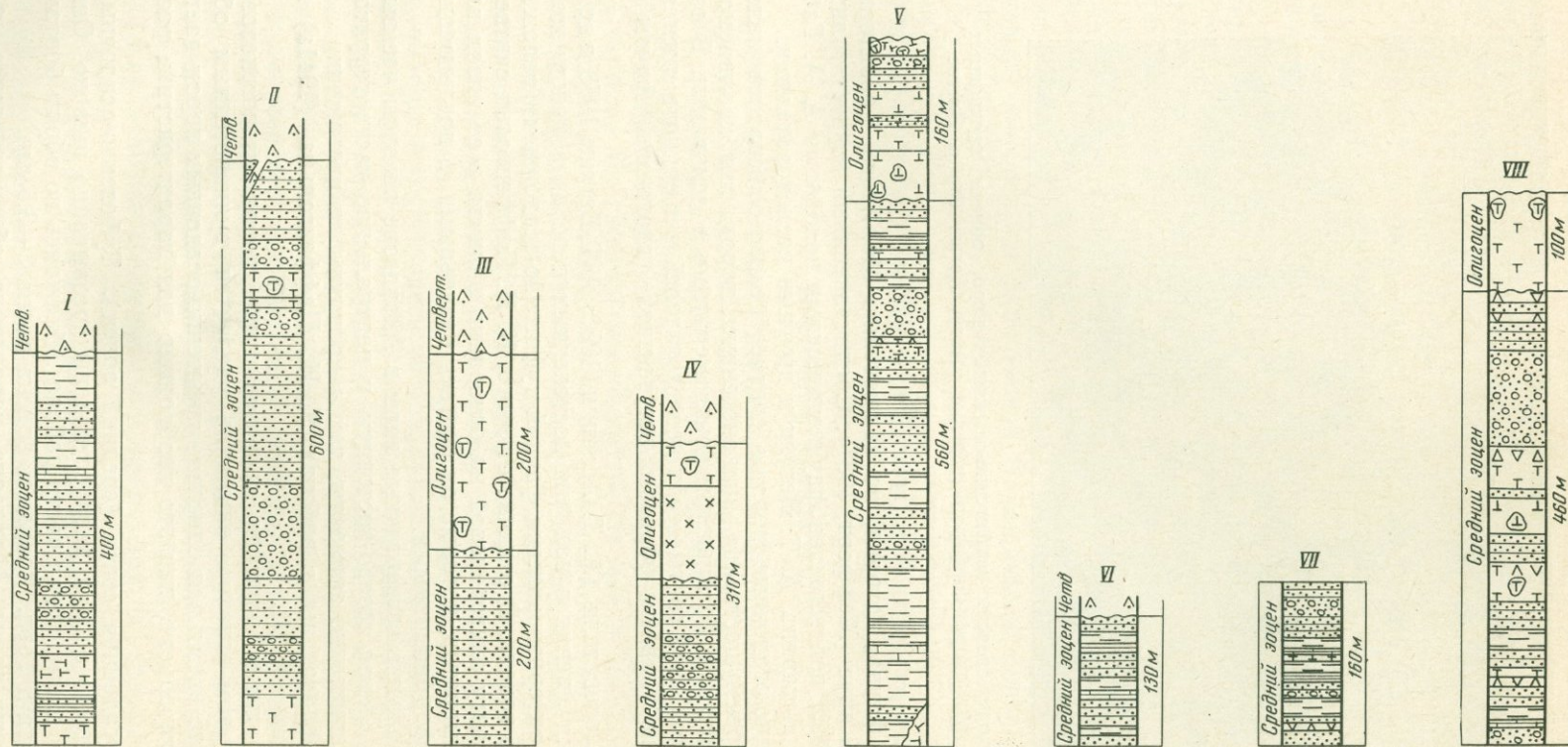


Рис. 33. Стратиграфические колонки палеогеновых отложений района Восточный Айодзор (снизу вверх)

I — разрез туфогенно-осадочной толщи от с. Кавшуг к с. Коласер; II — разрез по шоссе от пос. Терп на запад на протяжении 3 км; III — разрез в р-не кочевье Мамедалан — пос. Гергер; IV — разрез на уч-ке от пос. Терп до пос. Гидеваз; V — разрез туфогенно-осадочной толщи от с. Кавшуг к с. Каракая; VI — разрез в правом борту р. Элегис между селами Кавшуг и Кабахлу; VII — разрез от развалин г. Алаяз к Шатину; VIII — разрез к северу от сел. Гюллидуз;

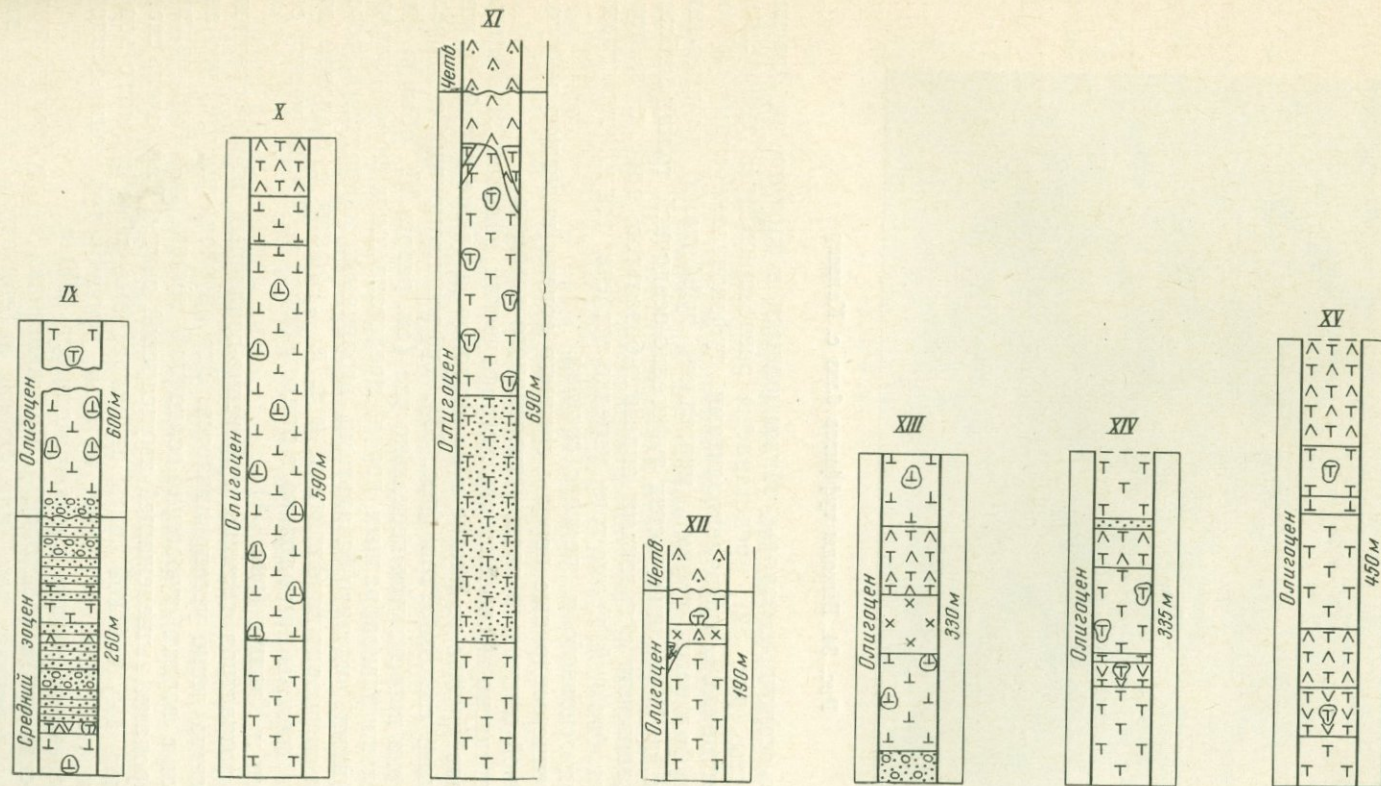


Рис. 33 (окончание)

IX — разрез от совхоза Терп до горы Амулсар; X — разрез в р-не пос. Кечут; XI — разрез на уч-ке между гор. Джермук и Зирак; XII — разрез в р-не пос. Гидеваз; XIII — разрез к северо-востоку от пос. Гюллидуз; XIV — разрез к востоку и юго-востоку от пос. Гидеваз; XV — разрез от правобережья р. Арпа до г. Гюй-Даг. Условные обозначения см. рис. 21



Рис. 34. Выходы туффитов близ с. Каласер

Туфогенно-осадочные породы, обнажающиеся в бассейне р. Элегис, обычно слоисты (рис. 32), представлены разнозернистыми туфопесчаниками, известняками, туфоалевролитами, туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфолавами, туфами, мергелями, туффитами, глинистыми сланцами и т. д. В верхних частях туфогенно-осадочной толщи наблюдается переслаивание с потоками андезито-базальтов, андезитов, порфиритов и лавобрекчий, кроме того, нередко встречаются межпластовые залежи пород основного и среднего состава.

На туфогенно-осадочные породы среднего эоцена налегают эффузивы амулсарской свиты или лавы четвертичного возраста.

Нами составлено несколько стратиграфических колонок этих отложений в правобережье р. Элегис и ее притоков, а также в районе животноводческого совхоза Терп (рис. 33). Туфоконгломераты в разрезе среднего эоцена встречаются несколько раз (см. разрез V), обычно они содержат гальки разнообразных пород, представленных порфиритами, мандельштейнами, андезито-базальтами, вторичными кварцитами, роговообманковыми диорит-порфиритами и т. д. Туффиты с шаровой отдельностью встречены нами только в правом борту р. Элегис между селами Каласер и Кавшуг (рис. 34).

Верхняя возрастная граница туфогенно-осадочных пород среднего эоцена не всегда четко устанавливается. Это обусловлено тем, что лавовые потоки в верхах туфогенно-осадочной толщи среднего эоцена сходны с породами вышележащей амулсарской свиты. Так, очень сходны с породами амулсарской свиты агломератовые лавы среднего эоцена района месторождения Газма, которые венчают туфогенно-осадочную толщу среднего эоцена и имеют мощность 200 м.

Амулсарская свита (олигоцен?). Вулканогенная амулсарская свита обнажается в верховьях рек Арпа, Элегис и Терп вдоль южной и восточной границ блока. Мощность этой свиты 1—2 км. Несогласное ее наложение иногда с туфоконгломератами в основании на отложения туфогенно-осадочной свиты отмечалось к востоку от овцеводческого совхоза Терп, а также в окрестностях сел Каракая и Кармрашен. Породы амулсарской свиты представлены туфоконгломератами, андезитами, лавобрекчиями (рис. 35), лавоконгломератами, агломератовыми лавами,

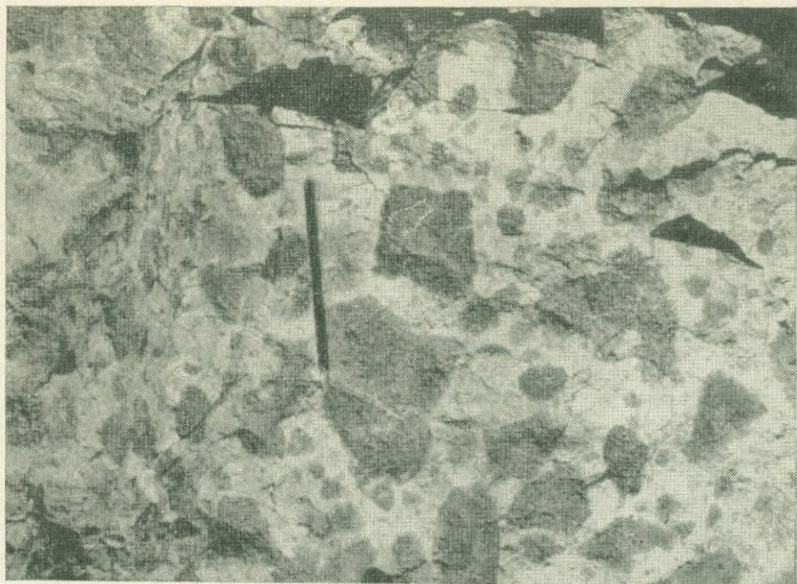


Рис. 35. Выходы лавобрекчий амулсарской свиты севернее сел. Мамарза

дацитами и андезито-базальтами. В отдельных участках встречаются также прослои туфитов.

Состав свиты охарактеризован стратиграфическими колонками и разрезами, составленными для различных мест исследованного региона (см. рис. 33). Нижние горизонты свиты обычно имеют состав андезитов и их лавобрекчий, которые сменяются дацитами. За дацитами вновь появляются андезиты и даже андезито-базальты. Последние слагают вершину г. Гюй-Даг, а также обнажаются к востоку от с. Кабахлу. К лавам амулсарской свиты следует также, по-видимому, отнести своеобразные кварцевые андезиты, отмеченные северо-западнее поселка Гедыкванк, и локально развитый покров роговообманковых андезитов и их агломератов, установленный севернее поселка Гюллидуз. Вероятно, к низам амулсарской свиты должны быть отнесены агломератовые андезито-базальты, развитые к западу от поселка Терп, где они перекрываются на отдельных участках дацитами, на других — четвертичными базальтами.

Жильные и субвулканические тела. Жильные породы в Айондзоре распространены относительно широко. Часть их развита только внутри выходов интрузивных тел или их экзоконтактов. Сюда следует отнести дайки крупнопорфировидных гранодиорит-порфиров и лампрофиров на Газминском рудном поле, ассоциирующиеся с интрузивом гранодиорит-порфиров на г. Теке-Долдуран, а также многочисленные жилы и прожилки аплитов и мелкозернистых сиенит-диоритов, развитых в интрузиве сиенито-диоритов близ гор. Джермук, и т. д. Эти жилы распространены локально, пространственно и генетически связаны с развитием интрузивов и нами не рассматриваются.

Другая часть не проявляет непосредственной связи с интрузивами, развита широко и может быть выделена в группу жил регионального распространения. Они представлены межпластовыми залежами андезитов, андезито-базальтов, базальтов, диабазов, а также секущими их жилами роговообманковых диоритовых порфиров, гранодиорит-порфиров, андезито-базальтов, базальтов, санидиновых липаритов и обсидиановых порфиров.

К этой группе даек тесно примыкают небольшие по размерам тела

габбро-порфиритов, прорывающие туфогенно-осадочную толщу среднего эоцена к западу от поселка Терп.

Роговообманковые диоритовые порфириды очень широко распространены. Это обычно протяженные дайки мощностью от 1—1,5 до 20 м. В отдельных случаях встречаются мелкие штоки диаметром 50—100 м. Простираются преимущественно северо-восточное. Возраст их неодинаков. С одной стороны, гальки кварцево-роговообманковых разностей этих пород установлены в туфоконгломератах туфогенно-осадочной свиты. С другой стороны, в верхних частях этой свиты наблюдаются секущие дайки роговообманковых диоритовых порфиритов. Местами роговообманковые порфириды, сходные с породами, слагающими дайки, характеризуются эффузивным залеганием, образуя как агломераты, так

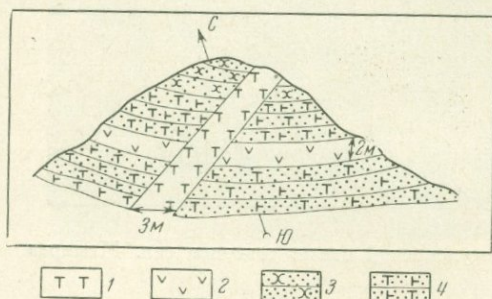


Рис. 36. Пересечение межпластовой залежи андезито-базальта дайкой роговообманкового диоритового порфирита

1 — роговообманковый диоритовый порфирит; 2 — андезито-базальт; 3 — туфо-песчаник; 4 — туф

и нормальные лавы в верхах среднеэоценовой свиты. Между селами Каракая и Кавшуг наблюдается пересечение межпластовой залежи андезито-базальтов жилой роговообманкового диоритового порфирита (рис. 36). В районе Газминского рудного поля наблюдалось пересечение жилы роговообманкового диоритового порфирита жилами диоритового порфирита и лампрофира.

Гранодиорит-порфиры распространены ограниченно. Они образуют единичные дайки мощностью от 1,5 до 10 м. Элементы залегания сильно варьируют, углы падения крутые (70—75°). Гранодиорит-порфиры залегают как в туфогенно-осадочных породах среднего эоцена, так и в лавоконгломератах амулсарской свиты. Взаимоотношений с другими жильными породами не установлено.

Андезиты, андезито-базальты и базальты образуют жилы и межпластовые залежи очень широко. Недостаточное количество соответствующих наблюдений не дает возможности расчленить их по возрасту. По-видимому, какая-то часть этих жильных пород является очень молодой — корни покровов четвертичных лав. Чрезвычайно свежие мелкие штоки базальтов к северу от селения Гюллидуз прорывают отложения мио-плиоценового возраста. Мощность как секущих жил, так и межпластовых залежей названной группы пород сильно варьирует, от 1 до 35 м. Характерно северо-восточное и северо-западное простираение с углами падения 50—90°.

Санидиновые липариты образуют куполообразное тело к северу от селения Гюллидуз протяжением 1 км при ширине 500 м (рис. 37). На северо-западе они прорывают кварцевые порфириды амулсарской свиты, а на юго-востоке погружаются под лавы четвертичного вулкана Гедыкванк. Купол резко выделяется на местности. Наиболее раскристаллизованные разности приурочены к центральным частям тела. В отдельных участках наблюдаются флюидалность и пустоты выщелачивания. Санидиновые липариты в северо-восточной части прорываются единичной дайкой обсидианового порфира, имеющей мощность 1 м, азимут падения СВ 15°, угол падения 55° и прослеживающейся на несколько десятков метров.



Рис. 37. Купол санидиновых липаритов к северо-востоку от сел. Гюллидуз

Габбро-порфириды слагают небольшие тела куполовидной или близкой к этому формы. Они достигают по мощности в наиболее широкой части 10—30 м, по высоте 3—7 м. Преобладают плоскости контактов, секущие по отношению к вмещающим туфопесчаникам, но на отдельных участках характер контактов согласный.

Таким образом, среди даек и субвулканических и пластовых тел района, распространенных регионально, имеются, по-видимому, разновозрастные образования. Ранние генерации роговообманковых диорит-порфиров относятся к началу среднего эоцена и встречаются в гальке эффузивно-осадочной свиты. Часть даек связана с эффузивной деятельностью амулсарской свиты (гранодиорит-порфиры, возможно, поздние генерации роговообманковых диорит-порфиров). Купола и единичные дайки санидиновых липаритов являются возможными аналогами пород олигоценовой свиты санидиновых трахитов Западного Айоцдзора. Среди даек андезитов, андезито-базальтов и базальтов имеются молодые четвертичные образования, секущие отложения мио-плиоцена.

*Петрографическое описание пород
(Восточный Айоцдзор)*

Туфогенно-осадочная свита (средний эоцен). Среди отложений этой свиты наиболее широко развиты туфопесчаники, туфоалевролиты, известняки, мергели, глинистые сланцы, туффиты, туфы и туфоконгломераты. Вулканогенные породы, представленные в основном агломеративными лавами и лавобрекчиями, распространены ограниченно. Петрографическая характеристика их приведена в табл. 30.

Туфопесчаники и туфоалевролиты в значительной мере сходны с соответствующими породами среднеэоценовой ширакской свиты Севано-Ширакского синклинория. Среди туфопесчаников выделяются грубозернистые, среднезернистые и тонкозернистые разности, размер обломков в них колеблется от долей миллиметра до 5 мм, в туфоалевролитах — от 0,01 мм до 0,1 мм. В соответствии с этим структура пород меняется от алевритовой до псаммитовой. Обломки в туфопесчаниках представлены порфиритами, мандельштейнами, алевролитами, известняками,

Петрографическая характеристика пород туфогенно-осадочной свиты (Восточный Айодзор)

Тип пород	Распространенность	Минеральный состав	Структура	Вторичные изменения
Группа пород осадочного состава из лавобрекчий и туфово-гломератов	Слагают измененные глыбы базальтов, андезитов, базальтов, мадильштейнов, роговообманковых, диоритовых порфиритов в туфово-гломератах, цемент и обломки в лавобрекчиях. Отмечены между селами Кавшуг, Калассер и Каракая, в районе поселков Терп, Алаяз, Гюллидуз и в других местах	В чашечки составляет 30—60%. Размер 0,3—2 мм, представлены зональным плагиоклазом, мозолистым пироксеном и псевдоморфозой по олигину. В рогово-обманковых диорит-порфиритах — андезит № 36, роговая обманка (с:Ng = 17°, 2V = —75°) образует прорастания с плагиоклазом	Текстура миндалекаменная. Миндалины выполнены хлоритом и кварцем. Порфирная, структура осадочной массы андезитовая, апохлоритовая	Плагиоклаз замещается цеолитом, карбонатом, хлоритом. Пироксен и олигин-карбонатом и магнетитом. По осадочной массе замещаются хлорит и магнетит
Лавобрекчия	Газманское рудное поле, правобережье р. Арпа и в других местах	Обломки представлены порфиритами, алевролитами, трахитами, размер — первые сантиметры. Цемент — андезит	Текстура обломочная, контуры обломков угловатые и угловато-округлые. Цемент — стекло с микролитами плагиоклаза, бурой роговой обманки и тонкой изразленностью магнетита. Заместно обволакивание обломков	
Лавобрекчия андезит-базальта	Западнее пос. Терп	Измененный андезит-базальт с обломками близкой по составу породы. В чашечки составляют 50 % объема, размер 0,7—1 мм, представлены лабрадором № 50—55, анцитом с:Ng = 41°	Текстура обломочная, структура порфирная с андезитовой основной массой. Иногда отмечаются миндалины, выполненные кварцем и хлоритом	Плагиоклаз замещается карбонатом и прежитом, пироксен — карбонатом, халцедоном, хризомом

полевыми шпатами, пироксенами, роговой обманкой и биотитом, реже встречаются магнетит, кварц и обломки кварцевых порфиритов. В туфоалевролитах обломки сложены преимущественно минералами, среди которых преобладает кварц. Цемент глинистый, карбонатный, хлоритовый и в отдельных случаях цеолитовый. Количество цемента сильно варьирует от типа соприкосновения до выполнения.

Туффиты с шаровой отдельностью имеют псаммитовую структуру, размер обломков колеблется от 0,1 до 0,3 мм, в редких случаях — до 0,7 мм, часть обломков серповидной или рогульчатой формы, по-видимому, являются пепловыми частицами, замещенными карбонатом. Другая часть угловато-округлых зерен представлена порфиритами, полевыми шпатами, кварцем, апатитом и лейкоксенизированным титановым минералом. Цемент глинистый, составляет 30—80% от объема пород. В породе имеются округлые остатки водорослей, замещенные кремнистым веществом.

Амулсарская свита (олигоцен). Петрографическая характеристика пород свиты приведена в табл. 31, а количественно - минеральный состав — в табл. 32.

Кратко остановимся на характеристике литокристаллокластических туфов, обнажающихся между селами Кавшуг и Каракая. Туфы состоят из обломков гематизированных лав, полевых шпатов и магнетита, составляющих 20% объема и имеющих размер 1—1,5 см. Цементирующая масса перекристаллизована в агрегат кварц-полевошпатовых зерен с реликтами остроугольных и серповидных обломков,

**Петрографический состав пород амулсарской свиты
(Восточный Айондзор)**

Тип пород	Распространенность	Минеральный состав	Структура	Вторичные изменения
Туфоконгломераты	К северо-востоку от пос. Гюллидуз. В основании амулсарской свиты	Слабосортированная галька, размером первые сантиметры — 30 см, представлена миндалекаменными андезитами, плагиоклаз-роговообманковыми андезитами и андезито-базальтами. Цемент — туфопесчаник. Плагиоклаз — андезин, пироксен моноклиный ($2V = 60^\circ$; $c:Ng = 50^\circ$)	Порфировая, основной массы андезитовая, долеритовая	Плагиоклаз — деанортизирован, пироксен замещается карбонатом
Базальты	Слагают покровы, а также глыбы в агломератовых лавах и туфоконгломератах. Покровы отмечены в районе г. Гюй-Даг и близ гор. Джермук	Вкрапленники — лабрадор (№ 60—62) — I генерации, лабрадор № 50 — II генерации, моноклиный пироксен — $c:Ng = 52^\circ$; $2V = 56^\circ$, ромбический пироксен, оливин $2V = 74^\circ$	Порфировая, основной массы апоинтерсертальная Иногда отмечаются мидаллины, выполненные хлоритом и цеолитами	Оливин замещен карбонатом, хлоритом, окислами железа По стеклу развиваются карбонат и хлорит
Андезито-базальты	Широко распространены, слагают покровы в районе пос. Кечут, между гор. Джермук и пос. Зирак, севернее пос. Гюллидуз и в других местах	Отличаются от базальтов более кислым плагиоклазом (№ 45—50, реже № 51—56 — I генерации, № 38—40 — II генерации). Пироксен моноклиный ($c:Ng = 40—50^\circ$, $2V = 50—52^\circ$)	Порфировая. Основная масса состоит из многочисленных, беспорядочно ориентированных микролитов андезина, промежутки между которыми выполнены магнетитом и стеклом (рис. 38)	Интенсивная карбонатизация стекла
Андезиты	Еще более широко распространены, чем андезито-базальты, слагают покровы массивных лав и лавобрекчий	Отмечены пироксен-плагиоклазовые, роговообманково-пироксеновые и собственно плагиоклазовые разности. Вкрапленники слабозонального плагиоклаза № 40—42 с включениями стекла в краевых частях зерен, пироксен, моноклиный с каемками опациа ($2V = 52—54^\circ$; $c:Ng = 43—48^\circ$), в роговообманковых разностях до 57° (рис. 39)	Порфировая, структура основной массы микролитовая, гиалопилитовая, реже кристаллитовая	Развитие гематита, обусловившее лиловато-серый оттенок пород Плагиоклаз замещается соссюритом и цеолитами. Пироксен — смесью хлорита, карбоната и рутила
Дациты и кварцевые андезиты	Слагают массивные агломератовые лавы, обнажаются у с. Терп, восточнее с. Гидеваз, к северо-западу от с. Гедькванк, к северу от с. Гюллидуз	Дациты; вкрапленники альбита и биотита размером 0,5—2 мм, встречаются гломеро-порфировые скопления. Кварцевые андезиты: вкрапленники олигоклаз-андезина № 28—32, биотит опациitized, кварц встречается редко	Порфировая, структура основной массы микрофельзитовая с переходами к витрофировой и микролитовой	Биотит замещен магнетитом и мусковитом, реже карбонатом и кварцем. По альбиту в интенсивно измененных разностях развиваются карбонат, серицит, кварц и глинистое вещество

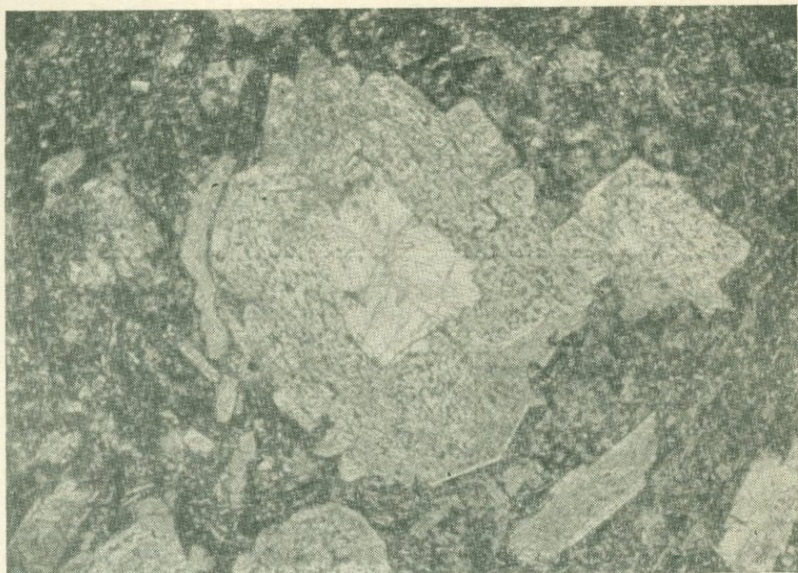


Рис. 38. Андезито-базальт. Вкрапленники плагиоклаза насыщены включениями стекла. Ув. 20, ник. II

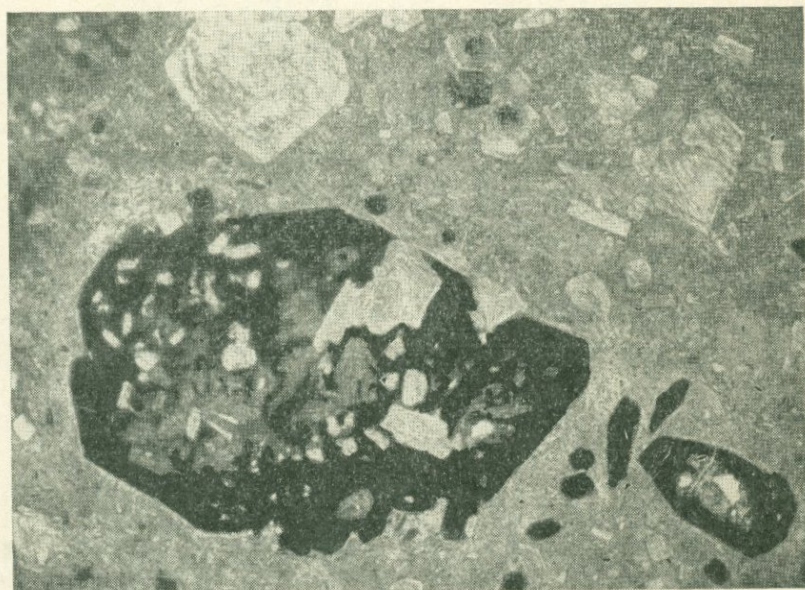


Рис. 39. Роговообманковый андезит. Ув. 20, ник. II

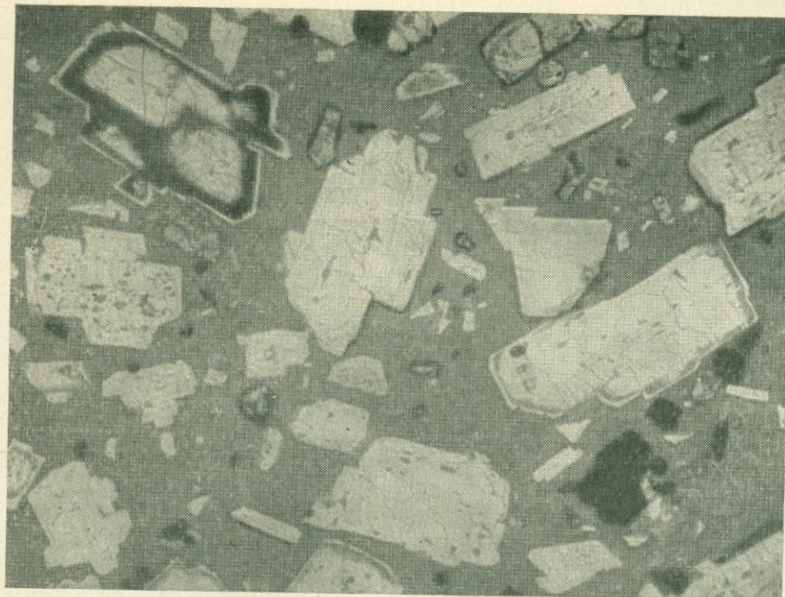


Рис. 40. Базальт. Ув. 20, ник. ||

контуры которых подчеркнуты концентрацией рудной пыли в краях. Петрографическая характеристика пород жильной серии приведена в табл. 33. Количественно-минеральный состав приведен в табл. 34.

Таблица 32

Количественно-минеральный состав амулсарской свиты (в объемных %)

№ пилы	Порода	Место взятия	Основная масса	В фазовых единицах						
				плагноклаз	пироксен моноклинический	роговая обманка	биотит	кварц	магнетит	пироксен ромбоэдрический
813	Дациит	К северу от пос. Гюльдуз	73,48	17,27	—	—	—	7,25	2,00	—
512	»	Правый борт р. Арпа	72,60	23,36	—	—	1,86	—	2,18	—
776	Кварцевый андезит	К северу от с. Гедык-ванк	80,18	4,07	4,50	1,35	3,15	6,75	—	—
543	Андезит	К югу от пос. Гиде-ваз	75,08	20,70	2,11	—	—	—	2,11	—
575	»	То же	54,11	37,10	6,06	—	—	—	2,73	—
514	Андезито-базальт	Правобережье р. Арпа, г. Гюй-даг	58,25	41,75	—	—	—	—	—	—
519	То же	То же	57,85	28,09	9,92	—	—	—	4,14	—
515	» »	» »	74,85	22,13	3,00	—	—	—	—	—
528	» »	К юго-востоку от гор. Джермук	60,17	27,04	5,88	—	—	—	1,72	5,19
897	Роговообманковый андезит	К северу от пос. Гюльдуз	69,69	22,75	1,13	5,30	—	—	1,13	—

Петрографический состав жильных пород (Восточный Айодзор)

Тип пород	Минеральный состав	Структура	Вторичные изменения
Базальты (долериты)	Вкрапленники: плагиоклаз (№ 60—62), моноклиный пироксен (с: Ng = 52°, 2V = 56°), оливин 2V = 74°	Порфировая, основная масса долеритовая. Встречаются отдельные миндалины, выполненные хлоритом, иногда в ассоциации с цеолитами	
Кварцевые базальты	Вкрапленники: плагиоклаз (№ 50—55), моноклиный пироксен с: Ng = 44°	Порфировая, основная масса гипидиоморфнозернистая	Плагиоклаз в небольшом количестве замещается серицитом, хлоритом и цеолитами
Базальты (корни четвертичных лав)	Вкрапленники: лабрадор, гиперстен и моноклиный пироксен	Порфировая, основная масса, стекловатая, не действующая на поляризованный свет (рис. 40)	По ромбическому пироксену развивается боулингит
Габбро-порфириты (субвулканические тела)	Менее основные разновидности содержат во вкрапленниках роговую обманку — с: Ng = 24°, с опацитовыми каймами, плагиоклаз зональный № 52 — I генерации, плагиоклаз № 42° — II генерации, авгит — с: Ng = 42°, реже гиперстен. Более основные разновидности содержат псевдоморфозы карбоната и хлорита по оливину	Порфировая, основная масса андезитовая (коричневое стекло с микролитами плагиоклаза и столбиками гиперстена)	По плагиоклазу развивается серицит, цеолиты. По авгиту и стеклу — хлорит, по гиперстену — карбонат и хлорит. Широкое развитие цеолита, карбоната, хлорита
Андезито-базальты	Вкрапленники плагиоклаза № 50, моноклиного пироксена с: Ng = 58°	Порфировая, основная масса микрелитовая гиалопильная, реже долеритовая	По плагиоклазу развиваются цеолиты, по пироксену — боулингит
Андезиты	Вкрапленники: плагиоклаз (№ 32—40), моноклиный пироксен (с: Ng = 43°, 2V = 52°) и псевдоморфозы по гиперстену?, выполненные карбонатом и иддингситом	Порфировая, реже гломерпорфировая, основная масса микрелитовая. В некоторых жилах присутствуют миндалины, выполненные хлоритом	Плагиоклаз частично деаортизирован, пироксен замещается смесью хлорита, карбоната и рутила. По основной массе развиваются чешуйки хлорита
Роговообманковые диоритовые порфириты	Вкрапленники: плагиоклаз (№ 33—35), роговая обманка — (с: Ng = 21—24°, 2V = —82°), моноклиный пироксен — (с: Ng = 50°, 2V = —54°)	Порфировая, структура основной массы микрелитовая, реже фельзитовая. Для породы характерны миндалины, единичные и мелкие в центральных частях жил и достигающие 2—3 мм в эндоконтактах, где они составляют 30% объема. Миндалины выполнены хлоритом, карбонатом, кварцем	Плагиоклаз замещается цеолитами, карбонатом, отдельными чешуйками хлорита. Роговая обманка — карбонатом, титановым минералом, кварцем. По стеклу развивается хлорит
Кварцевые роговообманковые диоритовые порфириты	Отличаются от роговообманковых диоритовых порфиритов более кислым плагиоклазом вкрапленников и появлением зерен кварца и биотита	Наряду с фельзитовой, появляется микропегматитовая структура основной массы	
Гранодиорит-порфиры	Вкрапленники: плагиоклаз и псевдоморфозы по табличкам цветных минералов	Порфировая, основная масса фельзитовая	Сильно изменены, первичный состав устанавливается с трудом. Плагиоклаз полностью замещен смесью серицита, карбоната, хлорита, а цветные минералы — хлоритом, карбонатом и магнетитом. По основной массе развивается серицит
Санидиновые липариты	Вкрапленники: альбит, санидин 2V = —21°, биотит и кварц	Порфировая, основная масса микрофельзитовая, в отдельных наиболее раскристаллизованных участках — микропегматитовая. Иногда заметна флюиальность	
Обсидиановый порфир	Вкрапленники: альбит, санидин, с очень малым углом оптических осей, отрицателен, кварц, роговая обманка, буровато-зеленая с резким плеохроизмом почти до черного цвета	Порфировая, основная масса гялиновая (бурое стекло с показателем преломления ниже канадского бальзама)	

**Количественно-минеральный состав жильных пород, объемн. %
(Восточный Айондзор)**

№ шифра	Порода	Залегание	Основная масса	В вкраплениях								
				плагноклаз	оливин	моноклиный пироксен	ромбический пироксен	роговая обманка	биотит	магнетит	кварц	санидин
860	Базальт	Мелкий шток	52,23	40,57	—	4,46	1,71	—	—	1,03	—	—
596	То же	Межпластовая залежь	58,87	29,23	8,84	1,53	—	—	—	1,53	—	—
901	Андезито-базальт	Жила	63,17	27,41	—	9,42	—	—	—	—	—	—
814	То же	Межпластовая залежь	70,58	13,99	—	6,41	—	—	—	9,02	—	—
906	Кварцевый роговообманковый диоритовый порфирит	Жила	80,59	10,44	—	—	—	4,47	0,74	—	3,76	—
812	Роговообманковый диоритовый порфирит	То же	82,19	14,61	—	—	—	2,28	0,92	—	—	—
836	То же	» »	61,73	26,52	—	0,86	—	5,24	—	5,65	—	—
848	» »	Галька в туфоконгломератах	71,89	18,24	—	—	—	8,39	—	1,48	—	—
780	Саннидиновый липарит	Купол	90,97	—	—	—	—	—	—	—	2,65	6,3

Петрохимическая характеристика пород

Химический состав вулканогенных пород Восточного Айондзора охарактеризован девятью силикатными анализами (табл. 35).

Вулканогенным породам среднего эоцена принадлежит только один анализ андезита. Этот андезит отличается от соответствующих пород Севано-Ширакского синклиория, так же как и от среднего состава по Дэли, несколько повышенной щелочностью.

Для характеристики пород амулсарской свиты использовано восемь силикатных анализов, относящихся к андезито-базальтам, андезитам, дацитам и липарито-дацитам.

Анализы № 56, 515, 608, 711 занимают промежуточное положение между андезитами и базальтами. С базальтами их сближает количество кремнекислоты и окиси кальция (№ 608, 56), а с андезитами — количество глинозема, которое даже несколько повышено. Содержание окиси магния, так же как и характеристика «b», занимает промежуточное положение между андезитами и базальтами. Характеристика «Q» отрицательная, как и у базальтов.

Андезит из амулсарской свиты, как и андезит среднего эоцена, содержит повышенное количество щелочей. Содержание же глинозема, магния и извести ниже, чем в соответствующих породах по Дэли.

Анализ № 666 ближе соответствует дациту, а анализ образца П-59 занимает промежуточное положение между липаритом и дацитом. В обоих анализах высокое содержание кальция при высокой потере при прокаливании (более 4%) может быть связано с наличием карбоната, который развивается по вкрапленным полевым шпатам и по темноцветным минералам.

Среди щелочных металлов, входящих в алюмосиликаты, обычно наблюдается резкое преобладание натрия над калием.

№ образца	Наименование породы и свиты	Химический состав (весов. %)																		Σ	Место взятия образца
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	П. л. л.	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	Cl	F		
91	Средний эоцен. Андезит Амурская свита	59,68	0,77	15,52	2,72	3,18	0,11	5,92	2,99	2,88	3,95	1,13	0,18							99,03	Близ с. Алаяз
56	Андезито-базальт	51,41	—	18,50	7,23	3,23	—	8,86	4,87	1,99	3,77		0,49							100,35	Бассейн р. Арпа
515	То же	51,38	1,08	17,81	3,32	4,06	0,09	7,36	3,36	2,72	3,78		0,36	2,03	2,23			0,04	0,16	99,78	Левобережье р. Арпа
608	» »	49,10	0,62	19,05	4,40	5,69	0,22	9,53	5,27	1,25	2,47	2,80	0,16			0,21				100,77	Правобережье р. Арпа
711	» »	49,32	1,00	18,48	3,20	3,30	0,21	5,98	4,51	0,46	5,22		0,69	3,63	4,20		0,07			100,27	Правобережье пос. Терп
634	Андезит	64,86	0,76	15,58	4,99	0,53	0,08	3,30	0,86	3,66	3,82		0,52	0,74	0,28			0,04	0,04	100,06	Близ пос. Терп
5	»	56,80	1,22	19,50	4,87	6,06	0,18	3,71	2,35	0,96	3,36	1,04	1,13							101,18	Правобережье р. Терп
666	Дациит	66,82	0,49	13,23	2,85	1,84	0,11	3,45	0,65	1,98	3,76	4,72	0,80			0,21				100,91	Правобережье р. Терп
П-59	Липарито-дацит	67,18	0,45	14,80	1,08	1,17	0,02	3,75	—	2,73	4,83	4,54	0,26			0,08	0,05			100,94	Правобережье р. Арпа

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ образца	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	ψ	t	Q	a/c	Литературный источник	Автор коллекции	Аналитик
91	13,0	4,0	13,8	69,2		39,5	37,0	23,5	68,1	17,0	0,9	8,4	3,2	А. С. Гинсберг		
56	11,3	7,0	21,8	59,9		42,8	38,5	18,7	74,1	28,8	—	—9,8	1,6	А. С. Гинсберг		
515	13,2	6,2	16,8	63,8		43,2	36,5	20,3	68,0	17,6	1,6	—5,0	2,1		О. П. Елисеева	М. С. Гусева, ИГЕМ АН СССР
608	7,6	9,8	22,2	60,4		45,4	43,1	11,5	75,0	18,4	0,9	—4,2	0,8		»	В. А. Бабаян, ИГН АН АрмССР
711	13,1	7,0	16,2	63,7		41,4	52,1	6,5	97,6	18,6	1,5	—5,8	1,9		»	Е. Н. Шатилина, ИГЕМ АН СССР
634	13,9	3,7	6,7	75,7		72,1	21,7	6,2	61,0	64,0	0,9	19,9	3,7		М. А. Фаворская	М. С. Гусева, ИГЕМ АН СССР
5	8,9	4,5	21,7	64,9	36,7	45,3	18,0	—	81,9	18,6	1,6	7,5	2,0	А. П. Лебедев, Э. Г. Малхасян		
666	11,3	3,5	6,2	79,0		68,2	18,2	13,6	75,0	38,6	0,5	31,9	3,2		»	В. А. Бабаян, ИГН АН АрмССР
П-59	14,7	2,8	3,8	78,7		50,9	—	49,1	72,4	21,8	0,4	25,2	5,2		»	То же

Западный Айюцзор

В составе субстрата вулканогенной толщи на территории Западного Айюцзора участвуют породы различных возрастов. В ядрах антиклиналей, обрамляющих пологую синклиналь Западного Айюцзора, обнажаются интенсивно дислоцированные среднепалеозойские отложения, представленные кварцитами, мергелями девона и известняками девона, карбона и перми. Триас развит не широко, сложен известняками, доломитами и сланцами. Верхнемеловые отложения представлены мергельно-известняковой толщей сенона и верхнего турона. Эоцен и отчасти нижний-средний олигоцен (на западе района) представлены осадочными песчаниками, переходящими в восточном направлении в туффы.

Геологическая характеристика вулканогенных серий

Молодая вулканогенная толща, слагающая хребет Западный Айюцзор, подразделяется на три свиты (снизу вверх): палеотипные андезитобазальты и их туфобрекчии — нижний-средний олигоцен; белесоватая свита санидиновых трахитов и их туфов — верхний олигоцен-нижний миоцен; дацитовые лавы и экструзии мио-плиоцена. Схематический разрез Западного Айюцзора приведен на рис. 41.

Свита палеотипных андезитобазальтов и их туфобрекчий¹ мощностью 200—300 м несогласно залегает на песчано-глинистых отложениях среднего эоцена, однозначно датируется нижним-средним олигоценом (Вегуни, 1960). Свита образовалась преимущественно в условиях мелкого моря, возможно в прибрежной полосе, в результате вулканического пароксизма, носившего взрывной характер, о чем судить можно по преобладанию в составе свиты пирокластических пород. Последние имеют характерный грязно-зеленый цвет с бурыми пленками гидроксидов железа по трещинам и кальцитом в миндалинах. Свита палеотипных андезитобазальтов и их туфобрекчий тяготеет к восточной части района; в западном направлении она выклинивается. Отголоски вулканизма этого времени проявляются на западе в бассейне р. Шагап лишь маломощными линзами туфобрекчий внутри песчано-глинистой толщи нижнего-среднего олигоцена.

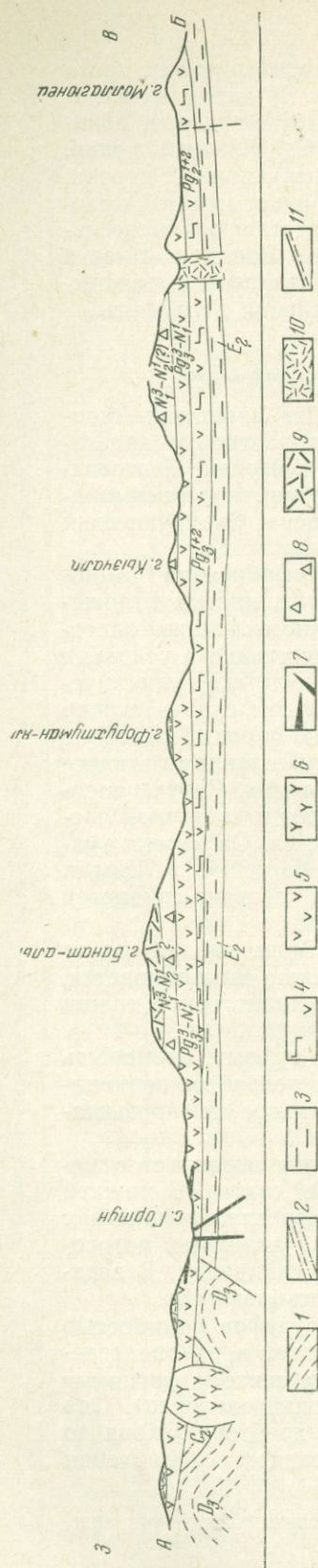
В антиклинальной структуре, ограничивающей Западный Айюцзор с севера, свита палеотипных андезитобазальтов также выклинивается, но затем вновь появляется севернее в основании вулканогенной толщи Агмаганского хребта.

Элементы залегания свиты (контакты потоков с туфами, слоистость в туффитах) изменчивы, что объясняется сложным рельефом вулканической области. Углы падения пологие, 10—15°, нигде не превышают 30°.

Детальное петрографическое изучение пород свиты позволяет отметить следующие черты их распределения в разрезе свиты. В нижней части преобладают андезиты и их туфобрекчии, переслаивающиеся с туфами пестрого состава (в обломках пироксеновые андезиты, рогово-обманково-биотитовые трахилипариты и кристаллы санидина). В верхней части свиты преобладают туфобрекчии андезитобазальтов.

Белесоватая свита санидиновых трахитов и их туфов мощностью 200—400 м без видимого углового несогласия залегает в районе селений Эльпин, Козульджа, Гешин, Ринд, Агавнадзор на свите палеотипных андезитобазальтов и их туфобрекчий (нижний-средний олигоцен). Она протягивается в виде белесой полосы в обрывах хребтов, заходя по ущельям далеко на север к истокам рек. В западном направлении

¹ Свита соответствует выделенной С. А. Исаакян (1956) свите палеотипных андезитов и их брекчий.



свита палеотипных андезитов-базальтов и их туфобрекчий выклинивается и свита санидиновых трахитов и их туфов трансгрессивно залегает на породах более древнего возраста, от олигоцена до девона включительно. На севере при переходе к отрогам Агмаганского хребта, у Гельджикина эта свита также залегает на породах более древнего возраста, от верхнего мела до девона.

Наибольшей мощности свита санидиновых трахитов (400 м) и их туфов достигает в районе с. Гортун, в западном и восточном направлениях мощность ее постепенно убывает. Фациальный состав свиты многообразен. Наиболее распространены пирокластические разновидности пород. Это светлые желтоватые, иногда розоватые, но чаще ярко-белые туфы, состоящие из обломков основной массы трахитов и кристаллов санидина или анортотлаза. Среди этих туфов нередко встречаются своеобразные тонкообломочные разновидности, сложенные мельчайшими пемзовыми частицами, обломками кристаллов полевых шпатов и трахитовых лав. Туфы во многих местах (юго-восточный склон г. Шрести-Сар, Агавнадзорское ущелье и др.) обнаруживают тонкую слоистость с пологими углами падения ($0-5^\circ$), в них часто встречаются прослойки грубозернистого туффита, иногда с окатанными гальками трахитов. В верхних частях разреза в ряде мест (в широтном ущелье в 1,0 км к западу от с. Карахач, к югу от этого же селения у подножия высоты с отметкой 456,8 м; к северу и северо-востоку от с. Гортун, в районе селения Козульджа, в Агавнадзорском ущелье и др.) прослойки вулканогенно-осадочного материала, имеющие обычно грязно-серый цвет, достигают мощности 2—3 м. Однако эти осадочные отложения не образуют единого непрерывного горизонта; они характеризуются неустойчивыми элементами залегания, особенно в западной части района, и представляют собой, вероятно, отложения временных небольших водоемов и потоков с изменчивым руслом. Неоднократно переслаиваясь с типичными белыми туфами санидиновых трахитов, они представляют лишь одну из фаций этой своеобразной свиты. В восточном направлении (с. Горс) наблюдается постепенное фациальное замещение туфов туффитами. В результате свита теряет свой

Рис. 41. Схематический геологический разрез хребта Западный Айондзор

1 — известняки верхнего девона; 2 — известняки верхнего карбона; 3 — песчано-глинистая толща эоцена в восточной части с примесью вулканогенного материала; 4 — свита палеотипных андезитов-базальтов и их туфобрекчий; 5 — белесоватая свита санидиновых трахитов и их туфов; 6 — субвулканическая интрузия меганорфирового санидинового трахилипарита; 7 — потоки и дайки щелочных базальтоидов; 8, 9 — свита дацитовых лав; 10 — экстрuzioni дацитов; 11 — тектонические нарушения

характерный облик и для ее выделения требуются тщательные поиски линз и прослоев белых туфов. Лавовые потоки (излившаяся фация) играют резко подчиненную роль. Они отмечаются в районе селения Гортун, а также в районе селения Караторпах, представлены санидиновыми и анортоклазовыми трахитами, трахилипаритами, плагиотрахитами определенных горизонтов и образуют, по-видимому, небольшие «языки» вязкой щелочной лавы, которые картируются, как правило, в виде небольших пятен. Трахитовые лавы обычно имеют светло-серую или темно-серую окраску, иногда с зеленоватым оттенком, порфиловую структуру с ясно видимыми мелкими (1—2 мм) фенокристаллами.

Чрезвычайно интересная и очень характерная фациальная разновидность свиты санидиновых трахитов — мелкие субвулканические и экзотрузивные тела мегпорфировых санидиновых трахилипаритов, некоробочной, караваяобразной или дайкообразной формы тела. Площадь выходов их обычно не превышает 1,0—1,5 км². Субвулканические тела санидиновых трахилипаритов в виде прерывистой цепочки располагаются в узкой полосе северо-западного простирания, протягивающейся от района селения Эльпин к селению Гортун и приуроченной к зоне регионального эльпинского разлома. В районе селения Гортун тела мегпорфировых санидиновых трахилипаритов залегают среди туфов и брекчий санидиновых трахитов и трахилипаритов, образуя с ними секущие контакты. Нередко эти тела окружены как бы ореолом грубообломочных брекчий, сложенных глыбами тех же мегпорфировых санидиновых трахилипаритов, как, например, крупные секущие тела в 1,5 км от селения Гортун. Такие взаимоотношения свидетельствуют о том, что канал, по которому внедрялись мегпорфировые санидиновые трахилипариты, соприкасался непосредственно с дневной поверхностью и представлял собой вулканическое жерло. В других случаях не всегда удается выяснить характер взаимоотношения тел мегпорфировых санидиновых трахилипаритов с вмещающими их туфами, но, по-видимому, большинство из них все же заканчивалось слепо, хотя и проникало в самые верхние горизонты вулканогенной толщи.

В юго-западном направлении, в районе селения Козульджа обнажаются более древние горизонты вулканогенной толщи и секущие тела мегпорфировых санидиновых трахилипаритов залегают уже среди пород палеотипных андезито-базальтов и их туфобрекчий. Определение абсолютного возраста калий-аргоновым методом, произведенное Н. П. Полевой, дало для экзотрузий санидиновых трахитов значение 29 млн. лет, что соответствует верхнему олигоцену.

Свита санидиновых трахитов и их туфов прослеживается непрерывно в районе северных склонов хребта Западного Айюцзора и далее на перешейке, соединяющем Агмаганский хребет с Айюцзором. В районе селения Келанлу из-под мощных осыпей молодых дацитовых и трахиандезитовых лав наблюдаются мелкие выходы светлых туфов санидиновых трахитов, которые залегают на песчано-сланцевой толще верхнего триаса. Мощность свиты здесь резко уменьшается, едва достигая 50 м, однако ее петрографический и фациальный состав сохраняется.

При переходе белесоватой свиты санидиновых трахитов на южные отроги Агмаганского хребта (верховья рек Кюсуз, Ахсу) на небольшом отрезке, около 4—5 км, в районе селения Келанлу происходит смена петрографического состава пород, хотя облик свиты (белесоватый цвет пород) сохраняется. Наиболее полно эта свита обнажается в районе кочевки Гельджигин и родников Ак-булак, где она трансгрессивно налегает на вулканогенную толщу верхнего мела. В основании свиты залегает пачка (мощностью 70 м) светлых, желтоватых, грубообломочных липаритовых брекчий, переходящих местами по простиранию и вверх по разрезу в белые плотные лито-витрокластические туфы плагиолипаритов. Туфы вновь перекрываются туфобрекчиями, состоящими

из обломков светло-серых, кремоватых, почти белых плагиолипаритов. Лавы в составе свиты нет. Свита перекрыта мощным (до 400 м) покровом молодых дацитовых и андезитовых лав, являющихся аналогом дацитовой свиты Айоцдзора. В западном направлении в районе селения Манкук свита также представлена светлыми туфами и грубыми брекчиями роговообманковых и биотит-роговообманковых плагиолипаритов, местами сильно обохренных. Далее на запад в районе водораздела рек Дарбаид—Хосров и в районе селения Гант в составе свиты принимают участие главным образом стекловатые пеплово-пемзовые туфы, содержащие обломки кристаллов санидина, чередующиеся с брекчиями плагиолипаритов. К западу от селения Гант свита резко уменьшается по мощности и выклинивается.

Щелочные базальтоиды не занимают строго определенного стратиграфического положения в разрезе: в восточной части района их потоки приурочены к низам свиты палеотипных андезито-базальтов и туфобрекчий; в западном и юго-западном направлении они смещаются вверх по разрезу и залегают в верхах белесоватой свиты санидиновых трахитов, нигде не выходя за ее пределы. Следовательно, щелочные базальтоиды не имеют прямого корреляционного стратиграфического значения, а служат лишь маркирующим признаком, объединяющим две нижние свиты разреза. Этот комплекс подробно описан в опубликованной работе А. С. Остроумовой 1967 г. и здесь специально не рассматривается.

Петрографическая характеристика пород (Западный Айоцдзор)

Во избежание повторений при описании типов пород, представленных в виде лавовых потоков, а также в составе обломков туфобрекчий в таблицах указано, в какой фации встречается данная разновидность.

Свита палеотипных андезито-базальтов и их туфобрекчий. Характеристика широко развитых лав и вулканических брекчий, представленных роговообманково-биотитовыми трахилипаритами, анортотлазовыми трахитами, пироксен-роговообманковыми, пироксеновыми и двупироксеновыми андезитами, а также базальтами и андезито-базальтами, приведена в табл. 36.

Остановимся только на описании туффитов, которые слагают линзы осадочных образований в свите. В туффитах почти всегда наблюдается шаровая или эллипсоидальная концентрически-скорлуповатая отдельность. Они состоят главным образом из свежего пирокластического материала, сцементированного карбонатным, пелитовым, цеолитовым и реже нонтронитовым цементом. Обломки обычно угловаты, иногда слабо окатаны. Из осадочных образований наблюдаются единичные зерна глауконита. Наибольшую массу обломков (иногда до 80%) в туффитах составляют плагиоклаз № 30—60 и кали-натровый полевой шпат, представленный санидином и реже анортотлазом. Из темноцветных минералов присутствуют моноклинный пироксен авгитового ряда, гиперстен и базальтическая роговая обманка. Темноцветные минералы не изменены. Наряду с обломками кристаллов, в туффитах содержится большое количество лучше окатанных обломков основной массы эффузивных пород, часто сильно измененных, иногда целиком превращенных в бурый землистый агрегат.

В цементе туффитов нередко содержатся органические остатки, количество которых увеличивается с востока на запад. В восточных выходах в непосредственной близости от вулканогенной толщи преобладает цеолитовый и нонтронитовый цемент, в прослоях и линзах туффитов внутри вулканогенной толщи — пелитовый и пелитово-карбонатный, в западном направлении все разновидности цемента сменяются, как правило, карбонатным.

Петрографический состав свиты палеотипных андезито-базальтов и их брекчий. Западный Айондзор

Порода	Распространенность	Минеральный состав	Структура	Вторичные изменения
Роговообманково-биотитовый трахипарит	Обломки в туфобрекчиях и туфах. Нижние части разреза	Фенокристаллы базальтической роговой обманки и таблички биотита	Порфировая, основная масса витрофировая—кислое стекло с показателями преломления ниже канадского балзама	
Анортоклазовые трахиты и анортоклазовые аполейцитовые трахиты	Обломки в туфах и туфобрекчиях	Фенокристаллы анортоклаз-пертита ($2V = -45^\circ \pm 2^\circ$, триклинный)	Порфировая или гломеропорфировая. Основная масса состоит из микролитов калиевого полевого шпата и, вероятно, ромбического пироксена, между микролитами сохранились остатки кислого стекла	В основной массе отмечаются «глазки» до 0,2 мм, выполненные цеолитами с примесью глинистых и рудных частиц. Эти «глазки» условно относятся к аполейцитовым образованиям
Пироксен-роговообманковые андезиты	Присутствуют в составе пирокластических пород, а также слагают потоки и покровы	Фенокристаллы плагиоклаза (№ 46—67), роговой обманки, буровато-зеленой ($Ng - Np = 0,048$; $c:Ng = 15 - 17^\circ$; $-2V = 81 - 87^\circ$), красно-бурой ($Ng - Np = 0,062$; $c:Ng = 10^\circ$), пироксена авгитового ряда ($2V = 56 - 61^\circ$; $c:Ng = 38 - 45^\circ$; $Ng - Np = 0,020 - 0,032$), гиперстена ($2V = -74^\circ$; $c:Ng = 0$; $Ng - Np = 0,016$), редко биотита. Размер фенокристаллов 1—5 мм	Порфировая. Основная масса полнокристаллическая, состоит из микролитов плагиоклаза, моноклинового пироксена и рудной пыли	По плагиоклазу иногда развивается карбонат и глинистые частицы, гиперстен обычно замещен карбонатом. Роговые обманки окружены опацитовыми каймами, биотит почти полностью опациitized
Пироксеновые и двупироксеновые андезиты	Отмечаются преимущественно в пирокластической фации туфов и туфобрекчий пестрого состава. Широко распространены в пределах всей свиты	Фенокристаллы моноклинового пироксена достигают 10 мм, а ромбического 1—2 мм. Оптические свойства аналогичны пироксенам предыдущей группы пород. Плагиоклаз № 60—80. Встречаются реликты биотита, базальтической роговой обманки	Порфировая. Основная масса микролитовая, состоит из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, моноклинового пироксена, биотита, рудного минерала	Центральные части зерен плагиоклаза замещены глинистым агрегатом. По основной массе развивается соссюрит
Базальты и андезито-базальты	Лавовые потоки, обломки в туфобрекчиях	Фенокристаллы моноклинового пироксена и оливина преобладают, плагиоклаз (№ 60—80) присутствует в подчиненном количестве. Гломеропорфировые и крестообразные сростки пироксена достигают 10—30 мм. Пироксен зонален: ядро—авгит ($2V = 60^\circ$; $c:Ng = 45^\circ$; $Ng - Np = 0,029$), периферия—эгирин—авгит ($2V = 60 - 65^\circ$; $c:Ng = 42 - 47^\circ$; $Ng - Np = 0,026 - 0,034$)	Порфировая или гломеропорфировая. Основная масса толейитовая, состоит из беспорядочно расположенных лейст андезин-лабрадора, промежутки между которыми выполнены авгитом, стеклом и рудной пылью	По пироксену в ядре развивается кальцит, по периферии—вантронит. Оливин целиком замещен бурыми гидроокислами железа, либо карбонат тальковыми агрегатами и слюдоподобными минералами. По основной массе развивается цеолит

Таблица 37

Петрографический состав белесоватой свиты санидиновых трахитов и их туфов. Западный Айондзор

Порода	Распространенность	Минеральный состав	Структура	Вторичные изменения
Санидиновые трахиты и трахилипартиты	Образуют субвулканические тела, лавовые потоки, а также входят в состав туфов и туффитов в окрестностях сел Гортун и Элпин	Для мегпорфировых трахилипаритов субвулканических тел характерны две генерации фенокристаллов: первая — санидин размером $7 \times 1,5$ см, вторая — мелкие (2×3 мм) кристаллы плагиоклаза с обратной зональностью, биотита, роговой обманки и моноклидного пироксена. В излившихся санидиновых трахилипаритах отсутствуют крупные кристаллы санидина	Текстура трахитовая в субвулканических разностях. Основная масса состоит из стекла с небольшим количеством микролитов олигоклаза-андезина и биотита либо из войлока микролитов плагиоклаза и изометричных зерен калиевого полевого шпата. В небольшом количестве присутствуют опациitized роговая обманка и рудная пыль. В излившихся разностях основная масса состоит из стекла с редкими микролитами плагиоклаза или аналогична таковой в субвулканических разностях	По основной массе развивается анальцит
Пироксен-биотитовые анортоклазовые трахиты	Распространены ограниченно в виде небольших лавовых потоков	Фенокристаллы размером 3—4 мм, представлены триклинным анортоклазом ($-2V = 42-46^\circ$), плагиоклазом № 50—80, моноклиным пироксеном ($2V = 60-68^\circ$; $c:Ng = 46-54^\circ$; $Ng - Np = 0,020-0,024$)	Порфировая. Основная масса состоит из микролитов олигоклаза, призмочек моноклиного пироксена и подчиненного количества микролитов калиевого полевого шпата. Текстура основной массы флюидальная	
Пироксеновые анортоклазовые трахиты	Приурочены к низам свиты, слагают небольшие потоки или купола вязкой лавы в северной части с. Гортун	Фенокристаллы анортоклаза (триклинный, $-2V = 43-55^\circ$), плагиоклаза № 70, эгирин-авгита ($2V = 66-70^\circ$; $c:Ng = 52-68^\circ$; $Ng - Np = 0,030-0,040$)	Порфировая основная масса полнокристаллическая, состоит из микролитов плагиоклаза и калиевого полевого шпата с примесью эгирин-авгита и магнетита	По анортоклазу развивается слюдистый агрегат, по плагиоклазу — сосюрит, кальцит и гидроокислы железа. По основной массе развиваются кальцит и сосюрит
Плагиотрахиты (пироксен-рогообманковые и пироксен-биотитовые)	Небольшие штоки и лавовые потоки в окрестностях сел Карахач и Гортун	Вкрапленники размером 1—3 мм, зональный плагиоклаз (№ 35—55), зональный моноклиный пироксен эгирин-авгитового состава, роговая обманка группы баркевикита ($-2V = 50-52^\circ$; $c:Ng = 10-15^\circ$; $Ng - Np = 0,020$). В пироксен-биотитовых разностях присутствует биотит	Порфировая. Основная масса бostonитовая, составляет 88%, сложена преимущественно анортоклазом с зазубренными очертаниями, редкими микролитами плагиоклаза № 35, и эгирин-авгитом. Присутствует рудная пыль. В пироксен-биотитовых разностях основная масса состоит из двух генераций кристаллов: сильно зазубренных лейст ортоклаза (0,3 мм) и еще более мелкозернистого агрегата калиевого полевого шпата и редко кварца	

Белесоватая свита санидиновых трахитов и их туфов состоит из санидиновых трахитов и трахилипаритов, пироксен-биотитовых анортоклазовых трахитов, пироксеновых анортоклазовых трахитов и плагиотрахитов, характеристика которых приведена в табл. 37. Туфы чрезвычайно изменчивы. Можно отметить ясную тенденцию к обогащению нижних горизонтов свиты обломками крупных кристаллов санидина в западной части района. Туфы характеризуются многообразием структур и сильно колеблющимися размерами обломков. Наиболее распространены среднеобломочные туфы с величиной обломков от 1 мм до 2 см и отдельными более крупными.

Среди них преобладают кристаллокластические туфы санидиновых трахилипаритов. Обломки представлены водяно-прозрачным санидином, средним плагиоклазом и биотитом. Наряду с обломками кристаллов присутствуют обломки основной массы биотитовых санидиновых трахилипаритов и пироксен-амфибол-биотитовых трахитов. Туфы санидиновых трахилипаритов по простираению замещаются тонкообломочными пепловыми туфами, последние состоят из обломков кристаллов санидина, среднего плагиоклаза, роговой обманки, моноклинного пироксена, расщепленных листочков биотита и обломков микролитовой основной массы санидиновых трахитов и трахилипаритов. Характерно наличие многочисленных пепловых частиц размером 0,03 мм, которые состоят из тесно соприкасающихся овальных пузырьков, образующих агрегат, подобный губке. Стенки пузырьков сложены бесцветным или желтоватым стеклом, полости пузырьков либо пусты, либо выполнены бесцветным изотропным цеолитом. Пузырьки имеют вытянутую форму язычков и длинных каналов, создающих текстуру течения.

Туффиты, присутствующие в верхней части белесоватой свиты (окрестности села Гортун), отличаются от пепловых туфов пелитовым цементом, пропитанным гидроокислами железа. В некоторых разновидностях обломки лавы с пемзовой текстурой играют главную роль, создавая своеобразные пемзовые туффиты.

Особенности состава породообразующих минералов-вкрапленников

Плагиоклаз присутствует в значительных количествах во всех без исключения вулканических комплексах как в виде фенокристаллов, так и в составе основной массы пород. Свите палеотипных андезито-базальтов и их туфобрекчий свойственны плагиоклазы состава лабрадора, и лишь для некоторых немногочисленных разновидностей отмечаются лабрадор-битовниты. Поразительным однообразием отличаются плагиоклазы свиты санидиновых трахитов и их туфов, для которых большинство замеров соответствует № 40 с незначительными отклонениями. Такое однообразие, по-видимому, свидетельствует о длительном процессе дифференциации в магматической камере и относительно выровненном составе расплава.

Для плагиоклазов свиты палеотипных андезито-базальтов наиболее характерна степень упорядоченности, равная 0,25; для главных представителей свиты санидиновых трахитов и их туфов степень упорядоченности плагиоклазов несколько возрастет, до 0,50.

Кали-натровые полевые шпаты присутствуют в породах всех комплексов вулканогенной толщи, однако распространены они неравномерно. В свите палеотипных андезито-базальтов и их туфобрекчий (трахиандезито-трахитовый комплекс) кали-натровые полевые шпаты играют подчиненную роль, находясь в небольших количествах в основной массе пород. Изредка они образуют фенокристаллы в породах трахитового ряда, обломки которых встречаются в составе туфов.

В свите санидиновых трахитов и их туфов (более поздние члены того же трахиандезито-трахитового комплекса) роль кали-натровых

Химический состав (весов. %) санидинов из субвулканических трахилипаритов
(аналитик М. М. Стукалова)

№ п. п.	№ образцов	Место извлечения образцов, название	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	SrO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	H ₂ O	Сумма
1	108к	Эльпин	64,40	0,05	19,70	0,50	0,14	—	0,05	0,70	Не опр.	—	3,50	11,21	0,08	0,10	100,43
2	66а	Карахач	65,48	Следы	19,92	—	Следы	—	Следы	0,56	0,14	—	3,58	10,53	0,30	—	100,21

1. (K_{0,65} Na_{0,31} Ca_{0,03}) Al_{1,06} Si_{2,94} O₈
 2. (K_{0,61} Na_{0,31} Ca_{0,03}) Al_{1,06} Si_{2,96} O₈

полевых шпатов резко возрастает. Они являются здесь главнейшими породообразующими минералами, слагая вместе с плагиоклазом основную массу пород, а также фенокристаллы.

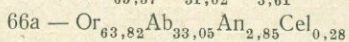
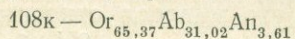
В описываемой вулканогенной толще кали-натровые полевые шпаты присутствуют в виде двух модификаций — санидина и анортотклаза. Санидин, встречающийся в нижней части палеотипных андезито-базальтов и широко представленный в свите санидиновых трахитов и их туфов, образует водяно-прозрачные фенокристаллы, часто сдвойникованные по карлсбадскому закону. Размеры фенокристаллов санидина в лавах обычно не превышают 3×5 мм; в субвулканических интрузиях санидиновых трахитов и трахилипаритов они достигают 5×10 см. Определение сингонии мелких фенокристаллов по карлсбадским двойникам всюду обнаруживает практическое совпадение (010) с осью Ng оптической индикатрисы, что вместе с малым 2 V, не превышающим —30°, свидетельствует о моноклинном, неупорядоченном характере минерала. Светопреломление по замерам в иммерсии колеблется в пределах для Ng=1,525—1,523, для Nr=1,519—1,517.

Оптике и химизму гигантских фенокристаллов санидина субвулканических интрузий санидиновых мегапорфировых трахилипаритов посвящены статьи Л. А. Варданянца, А. А. Габриеляна (1947), Е. Д. Белянкиной (1953), А. С. Остроумовой и К. Н. Паффенгольца (1959). По этим данным, гигантские фенокристаллы санидина представлены существенно калиевым полевым шпатом с углами оптических осей, колеблющимися от 0 до 40°. Они относятся к частично упорядоченным, оптически моноклинным санидинам; судя по колебанию величины 2 V, наблюдаются все переходы от «высокого» к «промежуточному» санидину.

В табл. 38 приведены химические составы монокристаллов санидина по данным Паффенгольца (1959) и Остроумовой.

Как видно из табл. 38, анализы обнаруживают практически полное сходство; незначительные примеси окислов железа и магния можно отнести за счет микроскопических вростков биотита. Оба анализированных кристалла представляют собой изоморфную смесь главным образом калиевого и натрового с небольшой примесью известкового алюмосиликатов,

между которыми наблюдаются незначительные колебания. Расчет тех же анализов на теоретические компоненты — ортоклаз, альбит, анортит и целзиан дал следующие результаты:



Анортоклаз, как правило, приурочен к верхам свиты палеотипных андезито-базальтов и свиты санидиновых трахитов. Он образует обычно мелкие фенокристаллы и резко отличается от санидина своим обликом. В свите палеотипных андезито-базальтов и их туфобрекчий анортоклаз характеризуется неоднородностью, связанной с пертитовым строением минерала. Морфологически пертитовые вростки представляют собой тонкие жилки, расположенные параллельно одна другой в плоскостях спайности. Вростки четко видны лишь в сечениях, перпендикулярных спайности; в косых срезах пертитизация проявляется в неодновременном пятнистом или облачном погасании минерала. Площадь пертитовых вростков по отношению к включающему их зерну анортоклаза составляет от 0 до 20—30%. В некоторых сечениях пертитовые вростки обнаруживают двойниковое строение. Углы погасания двойников очень малы, что дает основание предположить альбит-олигоклазовый их состав. Двойниковые плоскости пертитовых вростков совпадают со спайностью (010) анортоклаза. Двойники видны в очень редких положениях Федоровского столика, в большинстве же случаев все зерно анортоклаз-пертита выглядит однородным, что говорит о близкой оптической ориентировке возникших в результате распада существенно калиевого и существенно натрового полевых шпатов.

Определение ориентировки оптической индикатрисы анортоклаза показало триклинную сингонию. Ось составляет с (010) угол 5—8°; 2V обычно 40—47°.

В свите санидиновых трахитов и их туфов анортоклаз присутствует как в виде вкрапленников, образующих иногда своеобразные сростки с червевидным взаимным простираанием отдельных индивидов, так и в виде микролитов основной массы, имеющих часто зазубренные ограничения (бостонитовая структура). В отличие от пород свиты палеотипных андезито-базальтов, анортоклаз в трахитах не содержит пертитовых вростков. Минерал относится к триклинной сингонии, 2V его колеблется в пределах от 42 до 55°. Возрастание триклинности в изученных анортоклазах происходит главным образом в связи с возрастанием содержания в них Na₂O. Степень упорядоченности, судя по 2V, нигде не превышает 60°, невелика. Согласно схеме номенклатуры кали-натровых полевых шпатов А. С. Марфунина (1962), исследованный минерал относится к полностью неупорядоченному или частично упорядоченному анортоклазу.

Появление анортоклаза вместо санидина в верхах обеих свит, по видимому, связано с обогащением натрием более поздних порций магмы, благодаря чему возникли неравновесные высокотемпературные модификации кали-натрового полевого шпата, неустойчивые в обычных поверхностных условиях. Результатом такой неустойчивости являются пертиты распада, особенно часто встречающиеся в свите палеотипных андезито-базальтов и их туфобрекчий.

Моноклинный пироксен также является минералом, характерным для главных типов пород обеих свит палеогеновой вулканогенной толщи Западного Айонцзора.

Для пород свиты палеотипных андезито-базальтов и их туфобрекчий характерны светло-зеленые или почти бесцветные слабозональные пироксены с 2V от +56 до +61° и углами погасания 38—47°. Для более основных разновидностей пород этой свиты наблюдается тенденция к

увеличению угла оптических осей до 65° , углы погасания при этом заметно не увеличиваются. Светопреломление меняется для Ng от 1,712 до 1,722; для Nr от 1,692 до 1,698. Сопоставляя полученные оптические константы, можно видеть, что минерал относится к авгитовому ряду: несколько повышенное двупреломление и $2V$ объясняются, по-видимому, наличием эгириновой составляющей. По диаграмме, приведенной у В. Е. Трегера (1958), содержание эгиринового компонента для пироксена с $2V=65^\circ$; с:Ng= 44° и светопреломлением Ng=1,722, Nr=1,694 составляет около 8%. Оптические константы проанализированного моноклинного пироксена таковы: $2V=62^\circ$, с:Ng= 45° , Ng=1,724, Nr=1,696.

Приводим химический состав (весов. %) и кристаллохимическую формулу моноклинного пироксена из палеотипных андезито-базальтов (аналитик М. М. Стукалова).

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
48,60	1,09	4,71	5,00	4,10	0,17	14,20	21,20	0,50	0,47	0,45	100,49
$\text{Na}_{0,04}\text{Ca}_{0,64}(\text{Mg}_{0,78}\text{Fe}_{0,13}^{+2}\text{Fe}_{0,15}^{+3}\text{Al}_{0,02})[\text{Si}_{1,79}\text{Ti}_{0,03}\text{Al}_{0,18}\text{O}_6]$											

По данным химического анализа и по рассчитанной кристаллографической формуле, минерал относится к авгиту со значительным содержанием двух- и трехвалентного железа. По высокой железистости изученный моноклинный пироксен сходен с авгитами фельдшпатидовых основных и средних эффузивных пород по П. Н. Чирвинскому (1929), но отличается от них значительно меньшим содержанием щелочей. Для моноклинных пироксенов свиты санидиновых трахитов и их туфов отмечаются, как правило, более интенсивная зеленая окраска и плеохроизм, увеличение $2V$ и углов погасания; возрастает также светопреломление. Двупреломление минерала увеличивается незначительно. Все эти данные соответствуют эгиринсодержащим авгитам, по В. Трегеру (1958). По сравнению с пироксенами описанной выше свиты содержание эгиринового компонента в пироксенах санидиновых трахитов возрастает до 10—12%. По составу пород белесоватая свита тесно связана с подстилающей ее свитой палеотипных андезито-базальтов и их туфобрекчий. Тенденция к повышению щелочности, наметившаяся в составе нижней свиты, получила полное развитие в составе белесоватой свиты санидиновых трахилипаритов и их туфов. Субщелочные породы свиты палеотипных андезито-базальтов и их туфобрекчий и трахиты белесоватой свиты представляют собой естественный ряд пород с последовательно возрастающей кислотностью и щелочностью и составляют единый трахиандезито-трахитовый вулканический комплекс.

Петрохимические особенности вулканических комплексов Западно-го Айондзора были ранее рассмотрены А. С. Остроумовой в специальной статье (Остроумова, 1963), и здесь мы ограничиваемся только ссылкой на эту работу.

Некоторые общие выводы о палеогеновом вулканизме Айондзора

Как можно видеть из изложенного выше, особенности вулканизма в пределах Восточного и Западного Айондзора во многом не одинаковы, что связано с различиями в степени мобильности основания соответствующих участков. Территория Восточного Айондзора, захваченная активными тектоническими движениями верхнемелового времени, была далее интенсивно раздроблена в палеогене. В результате вулканиче-

ская деятельность здесь началась в середине эоцена и привела к образованию вулканогенно-осадочных толщ, сходных по фациальному облику с ширакской свитой Севано-Ширакского синклинория. Однако наибольшая интенсивность вулканизма относится здесь, в отличие от упомянутого синклинория, к олигоцену, что соответствует установленной для изученных районов миграции вулканической активности с северо-запада на юго-восток. Позднеолигоценовые вулканические образования имели здесь субщелочной состав. В отличие от восточного, западный Айоцдзорский участок, сохранявшийся вплоть до олигоцена в виде приподнятой глыбы, был захвачен вулканическими процессами лишь в олигоцене и характеризовался субщелочным и щелочным составом вулканических продуктов.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ СРЕДНЕ-ПОЗДНЕАЛЬПИЙСКОГО ВУЛКАНИЗМА НА ТЕРРИТОРИИ АРМЯНСКОЙ ССР

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МЕЛОВОГО ВУЛКАНИЗМА

Эволюция и ход вулканической деятельности в различные периоды мелового этапа отчетливо связаны с историей тектонического развития Малого Кавказа.

Вулканическая активность в титоне — нижнем неокоме совпадала с периодом положительно направленных движений в ходе развития юрской Малокавказской эвгеосинклинали. Вулканизм, однако, проявлялся на локальных участках возникшего Сомхето-Карабахского поднятия и, в частности, на северном и северо-восточном крыльях древней Шамхорской горст-антиклинальной структуры. Вулканические процессы оксфорда — киммериджа, протекавшие в условиях относительной стабилизации этой структуры в мелководном морском бассейне и сопровождавшиеся интенсивным осадконакоплением (известняки, доломиты), сменялись в титоне — нижнем неокоме извержениями в наземных условиях. В результате этих процессов сформировался сложно построенный комплекс пород, общей мощностью около 400 м, в составе которого ведущую роль играют вулканические брекчии пирокластического характера и лавы базальтового и андезитового состава. Изучение характерных разрезов артаминской свиты выявило двухфазное развитие вулканических процессов. В начальную фазу шло преимущественно излияние базальтовых, а затем андезитовых лав, сопровождающееся выбросами небольшого количества пирокластического материала того же состава. В конечную фазу резко возрастает роль эксплозий вулканического материала андезитового состава; лавовые потоки проявлялись ограниченно. Формирование комплекса нижнемеловых эффузивов завершалось внедрением пластовых тел и даек долерит-порфиритов, имеющих в самой артаминской свите небольшие мощности, но достигающих значительных размеров в подстилающих отложениях оксфорда — киммериджа.

В верхнемеловое время существенно перестраивается режим тектонического развития всей территории Малого Кавказа. На северо-восточном склоне его развивается в виде наложенной структуры Прикуринский геосинклинальный прогиб, отложения которого отделены от древних комплексов фундамента региональным перерывом в осадконакоплении и внедрением в верхнеюрское — нижнемеловое время гранитоидных интрузий.

Образование Прикуринской геосинклинали связано с самостоятельным альб-верхнемеловым этапом тектонического развития области. Заложение ее сопровождалось раздроблением южной части Закавказского срединного массива вдоль системы предмалокавказских разломов глубокого заложения, смещенных к северо-востоку относительно консолидированных юрских пликативных структур, но наследующих северо-

западное простираание последних. Кроме того, образуются новые и активизируются древние поперечные разломы, по которым закладываются Иджеванская, Таузская и другие впадины, осложняющие Сомхето-Карабахское поднятие.

Таким образом, Прикуринская геосинклиналь верхнемелового возраста развивалась вдоль пограничной зоны между Закавказским срединным массивом доальпийской консолидации и Сомхето-Карабахским поднятием, сформировавшимися в результате складчатых процессов на границе нижнего и верхнего мела. Имеющиеся геологические и геофизические данные показывают, что в основании рассматриваемых сопряженных структур складчатый фундамент залегает относительно неглубоко и наиболее приподнятое положение занимает в пределах Шамхорского антиклинария (Тауз-Кировабадский максимум силы тяжести, И. О. Цимельзон, 1964). По данным Б. К. Балавадзе и Г. К. Твалтвадзе (1960), глубинное строение области предгорий северо-восточной части Малого Кавказа, соответствующей верхнемеловой геосинклинали, характеризуется общим подъемом поверхности базальтового слоя в направлении от Ахалкалаки к городу Кировабаду: в том же направлении уменьшается, в целом небольшая, мощность гранитного слоя.

В связи с развитием Прикуринской геосинклинали формируется верхнемеловой вулканический пояс. Начало вулканической деятельности совпадает со временем заложения поперечных впадин — Иджеванской и Таузской — с верхним туроном — нижним коньяком. На этом отрезке времени происходили выбросы пирокластического пеплового материала дацитового, андезито-дацитового состава, связанные, по-видимому, с не крупными очагами, залегающими в земной коре на небольшой сравнительно глубине и быстро исчерпывающимися. Максимальные проявления вулканизма, охватывающие верхний коньяк — нижний сантон, относятся ко времени окончательного формирования указанных поперечных прогибов и отделения Алавердского поднятия от Шамхорско-Мургузского (Сатиан, 1959).

Бурная вулканическая деятельность этого периода частично распространилась также на область главного тектонического шва (Севано-Акеринский прогиб) и в пределы Армянской геоантиклинальной зоны (Вединский прогиб).

Вулканические образования верхнеконьяк — сантонского возраста Прикуринской системы, общая мощность которых достигает 1200—700 м, отчетливо распадаются на два комплекса: 1) комплекс лав и вулканических брекчий базальтового и андезитового состава, исключительно широко развитый в пределах всех структурных единиц этой системы; 2) верхнесантонский комплекс липарито-дацитовых и липаритовых лав и пирокластов, развитый в Прикуринской зоне и Таузском прогибе, и комплекс андезито-базальтовых, андезитовых лав Иджеванского прогиба.

Свойственный образованиям верхнего коньяка — сантона парагенезис пород указывает, как это было отмечено в главе II, на их принадлежность к переходной вулканогенно-осадочной формации вулканических островов. В ряду эффузивных формаций, по Ю. А. Кузнецову (1964), верхнемеловая вулканическая серия отвечает «андезитовой формации», точнее, по преобладающему типу пород, — «базальт-андезитовой субформации».

Вслед за М. А. Сатианом (1959) можно предположить наличие компенсированного режима при накоплении вулканогенно-осадочного комплекса коньяка — нижнего сантона. Действительно, характер туффитовых песчаников, переслаивающихся с вулканическими брекчиями, указывает на преимущественно прибрежные и мелководные условия образования этих продуктов, сохраняющиеся при значительных прогибаниях морского бассейна. Вместе с тем вспышки вулканической активности и

поступление больших масс грубообломочного шлакового материала связываются с фазами поднятий, сменяющих отрицательные движения. По характеру брекчий и ассоциирующих с ними пород можно заключить, что из сопряженных тектонических структур наиболее интенсивными процессы поднятия были в Таузском прогибе.

Центры извержений в коньяке — нижнем сантоне имели линейное расположение и протягивались в северо-западном направлении вдоль границы Алавердского и Шамхорского поднятий с Прикуринской зоной, Иджеванским и Таузским прогибами.

Эффузивная деятельность на конечных этапах коньяк-нижнесантонского периода тесно сопряжена с внедрением пластовых и крутосекущих тел базальтового и андезитового состава, причем последние приурочены к участкам, для которых уже в нижнем сантоне намечаются антиклинальные тенденции развития (Котигюх, Куши-Айрум — участки сочленения Прикуринской зоны с Иджеванским прогибом).

Преимущественно базальтовый состав излияний коньяк — нижнесантонского возраста объясняется, по-видимому, тем, что вулканизм развивался в условиях возросшей жесткости структуры фундамента и образования системы глубоких расколов северо-западного и поперечного простираний, по которым проникали расплавы из очагов, залегающих на значительных глубинах, возможно, в пределах базальтового субстрата.

В верхнесантонское время вулканизм носил сложный характер, поскольку резче обособлялись участки с различными знаками вертикальных движений. Это обстоятельство обусловило, с одной стороны, сокращение площадей, на которых проявляется вулканическая деятельность, с другой — одновременные излияния лав различного состава на близко расположенных участках. На локальном участке Иджеванского прогиба — Саригюхском погружении, которое, по данным М. А. Сатияна (1959), вырисовывается по резкому увеличению мощностей, продолжались излияния андезито-базальтовых и андезитовых лав: на позднем этапе происходило внедрение пластового тела оливиновых долеритов (типа «А»). В Прикуринской зоне и Таузском прогибе происходили выбросы пирокластики и пеплового материала, а также излияния и в заключительные этапы — экструзии липаритов.

Очаги вулканических извержений кислого состава смещаются к северо-востоку относительно области питания базальтового вулканизма, в пределы Закавказского срединного массива и сосредоточиваются в единой полосе поднятия. Одновременно наблюдается приуроченность отдельных вулканических куполов к оперяющим нарушениям второго порядка в пределах поперечных прогибов.

Структурное положение липаритов и приуроченность их к зоне поднятия, рассмотренные выше вариации в их химическом составе и двойственная геохимическая природа (Мнацаканян, 1965) позволяют высказать следующее предположение. Зарождение кислой магмы в Прикуринской геосинклинали связано, по-видимому, с явлением перемещения магматических очагов в верхние структурные ярусы земной коры и в определенной степени с процессами ассимиляции гранитного материала субстрата исходным базальтовым расплавом на поздних этапах его дифференциации.

Относительное выравнивание режима Прикуринского геосинклинального бассейна происходит только в кампане, когда в условиях сравнительно слабого устойчивого прогибания накапливаются толщи карбонатных пород. При этом участки восходящих движений в верхнем сантоне продолжали оставаться в кампане подводными поднятиями (Сатян, 1959).

Верхнемеловой вулканизм в пределах Севано-Акеринского и Вединского прогибов, приуроченных к зонам продольных глубинных наруше-

ний, отвечает начальным этапам интенсивного погружения этих геосинклиналей и характеризуется излияниями недифференцированных лав базальтового, андезито-базальтового состава, преобразованных метаморфическими процессами в спилиты. Упомянутые зоны глубинных нарушений контролировали на более поздних этапах развития этих прогибов внедрение интрузий гипербазитов, имеющих верхнемеловой возраст (Габриелян, 1959; Шихалибейли, 1964а, б).

Металлогеническое значение верхнемеловых вулканических процессов сравнительно невелико.

С верхнесантонским вулканизмом Прикуринской системы прогибов связан комплекс полезных ископаемых, представленных бентонитовыми глинами, агатовыми жемами и миндалитами в андезитах и марганцеворудными телами, образовавшимися в результате проявления своеобразных поствулканических процессов. Весьма существенно пространственное совмещение трех названных типов минерализации на Саригюхском участке. Этот участок, приуроченный к разломам в прибортовой части Иджеванского прогиба, представляет собой его наиболее прогнутую часть. Саригюхский участок погружения в верхнесантон — нижнекампанское время был подводным участком разгрузки глубинных термальных источников, с деятельностью которых непосредственно связывались образование агата и переработка андезито-базальтов и пепловых туфов в бентонитовые глины. В дальнейшем новые порции термальных растворов выносили по тем же путям растворимые соединения марганца, отлагавшиеся в прибрежных мелководных условиях.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОГЕНОВОГО ВУЛКАНИЗМА

В палеогеновое время области наибольшего прогибания и вулканической активности смещаются по отношению к юрским и верхнемеловым по направлению на юго-восток и расширяются, распространяясь в пределы прилегающих срединных массивов. Эти процессы на севере были обусловлены интенсивным дроблением геоантиклинальных участков в зоне главного тектонического шва, в результате чего произошло формирование сложно-построенной Севано-Ширакской геосинклинали. На юге, на территории Айоцдзора особенности палеогенового вулканизма определяются различной степенью жесткости основания для восточной и западной ее частей, разделенных между собой крупным меридиональным разломом.

В пределах Севано-Ширакского синклинория вулканическая деятельность после перерыва в дат — палеоцене возобновилась в нижнеэоценовое время, достигая наибольшей активности в среднем и затухая к концу верхнего эоцена. При этом различные его участки охватывались процессами прогибания и последующего поднятия не одновременно. Неравномерность тектонического развития сопровождалась соответствующими различиями вулканических проявлений. В пределах Айоцдор-Ордубадского синклинория вулканизм достиг наибольшей интенсивности в олигоценовое время и продолжался в течение мио-плиоцена.

Палеогеновая толща Севано-Ширакского синклинория (мощностью около 4,5 км) подразделяется на два относительно самостоятельных комплекса, отличающихся по петрографическому составу и отделенных один от другого перерывом в осадконакоплении.

Вулканическая деятельность в период формирования первого комплекса носит в основном подводный характер, отличается значительной интенсивностью, широким распространением и контролируется региональными нарушениями северо-западного и близширотного простирания.

Вулканические породы, слагающие первый комплекс, вместе с их субвулканическими и интрузивными аналогами относятся к единой извест-

ково-щелочной ассоциации и представляют собой одну эффузивно-интрузивную формацию.

Нижними членами стратиграфического разреза палеогеновых вулканогенных образований служат распространенные в западной части территории (в бассейне р. Желтой и Черной) желтореченская, лусахпурская и спитакская свиты. Они образовались в условиях относительно неглубокого бассейна и характеризуются чередованием разнообразного по составу лавового и пирокластического материала с известняками, известковистыми песчаниками и алевролитами. Для желтореченской свиты типичен широко проявленный гидротермальный метаморфизм слагающих ее пород. В восточном направлении она постепенно выклинивается. Характерно чередование в разрезе дацитов и андезитов-дацитов с базальтами и андезитами, и наконец, липаритами. Заканчивается ряд проявлением интенсивно минерализованных субвулканических липаритовых порфиров и приповерхностных интрузий кварц-диорит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Проявления кислого вулканизма, установленные в низах желтореченской и лусахпурской свит, определяются, по-видимому, положением северо-западного участка в пределах окраины жесткой Сомхетской глыбы, с ее интенсивным дат — палеоценовым кислым вулканизмом (Дудаури, Адамия, 1960; Микадзе, Беридзе, 1960).

Среднеэоценовые вулканические и вулканогенно-обломочные образования максимально широко распространены в центральной части синклинория, слагая толщу мощностью до 2,5 км. В западном и восточном направлениях наблюдается смена фаций пород, отражающая изменение условий накопления толщи от относительно глубоководных к мелководным. К концу среднего эоцена возникли отдельные вулканические острова, абразия которых поставляла слабоотсортированный материал, накапливающийся в виде отдельных прослоев до 5—6 м среди кислых эффузивов и их пирокластов.

Среднеэоценовая вулканическая серия включает последовательно сменяющиеся во времени базальты, андезиты, дациты и липариты. Вулканизм среднеэоценового времени характеризуется преимущественно спокойными излияниями лав, которые прерывались редкими эксплозиями; формируется толща лав и лавобрекчий, чередующихся с отдельными горизонтами грубообломочных туфов и туфобрекчий. Заключительные стадии среднеэоценового вулканизма отличаются сильными эксплозиями, в результате которых были образованы брекчии и туфы дацитового и липаритового состава. Одновременно, по-видимому, уже в континентальных условиях происходило внедрение многочисленных экструзий вязкой лавы того же состава, подчиненных в своем распространении системе разломов главного тектонического шва.

Петро-геохимические особенности и количественные соотношения различных типов пород, слагающих первый комплекс, указывают на то, что образование кислой магмы на заключительных этапах формирования комплекса, по-видимому, связано с эволюцией андезитового расплава в промежуточных камерах в верхних структурных этажах. Последний, на наш взгляд, возник в результате усвоения исходной толлейитовой базальтовой магмой пород фундамента под влиянием глубинной ассимиляции.

Вулканогенные образования второго комплекса, охватывающего верхнеэоценовый — олигоценовый? период, налегают на более древние с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании. Они отличаются большим разнообразием состава, быстрой изменчивостью фаций и мощностей.

Особенности вещественного состава пород и анализ их геологического положения позволяют предположить, что формирование памбакской свиты происходило преимущественно в континентальных условиях или в пределах небольших мелководных бассейнов.

В центральной части синклиниория к этому периоду относится накопление разнообразных по составу пород — от оливиновых базальтов до липаритов несколько повышенной щелочности, принадлежащих к известково-щелочной ассоциации. Наиболее кислые представители этой серии проявились в виде субвулканических образований липаритового и трахилипаритового состава вдоль границы синклиниория с Сомхетской глыбой на западе и в зоне разломов Главного тектонического шва на центральном участке. На территории Памбакского хребта по границе с выступом палеозойского основания одновременно развивалась собственно щелочная ассоциация, представленная серией от щелочных базальтоидов до эпилейцитовых порфиров (Котляр, 1931, 1945, 1957; Багдасарян, 1950, 1956, 1962). Представляется, что отдельные субвулканические тела и экзотрипы трахитов и трахиандезитов в центральной части синклиниория могут также быть отнесены к проявлениям этой щелочной ассоциации.

Отмеченные особенности вулканических образований второго комплекса могут указывать на существование в верхнеэоцен — олигоценовое время обособленных магматических камер с различными линиями эволюции. Источником щелочноземельного вулканизма этого периода служили остаточные очаги андезитовых расплавов. В то же время появление близких по возрасту щелочных и субщелочных расплавов в зоне глубоких расколов является, вероятно, результатом связи с более глубоким магматическим очагом. Дальнейшая эволюция этих расплавов привела на отдельных участках к образованию специфической щелочной формации Памбака, что, возможно, связано с существенно карбонатным составом пород более ранних отложений.

На юго-восточном участке синклиниория внедрение субвулканических тел санидиновых сиенит-порфиров относится уже к олигоцену.

В пределах Айондзор-Ордубадского синклиниория среднеэоценовый вулканизм проявлялся относительно слабо и развивался в условиях мелководного морского бассейна. В результате его деятельности сформировалась толща туфопесчаников и туфоконгломератов с немногочисленными потоками андезитов и андезито-базальтов в верхней ее части. В дальнейшем, по-видимому, уже в олигоцене, в связи с общим воздыманием территории вулканическая деятельность протекала в наземных условиях и привела к образованию вулканогенной амулсарской свиты, в составе которой преобладают андезиты и дациты. От палеогеновых вулканических образований Севано-Ширакского синклиниория эффузивы этого участка отличаются несколько повышенной щелочностью.

Палеогеновый вулканизм Западного Айондзора относится по времени проявления к олигоцену; он протекал в наземных условиях в пределах жесткого выступа палеозойского фундамента. Здесь наблюдается смена андезитов и андезито-базальтов повышенной щелочности санидиновыми трахитами и их туфами.

Характерной особенностью вулканизма этого участка является образование на протяжении всего олигоцена серии даек, местами переходящих в потоки, и субвулканических тел щелочных базальтоидов, внедрение которых происходило параллельно с формированием упомянутых эффузивов.

Постоянство состава щелочных базальтоидов и их структурная независимость от разновозрастных эффузивов, по-видимому, связаны с самостоятельными очагами, возникавшими в зоне глубинного разлома.

С палеогеновыми вулканическими сериями Севано-Ширакского синклиниория пространственно и парагенетически связаны различные по масштабу медно- и серноколчеданные в том числе золотосодержащие и полиметаллические месторождения.

Колчеданное оруденение — основной тип минерализации в пределах Севано-Ширакского синклиниория, ассоциируется в пространстве с комп-

лексом ниже-среднеэоценовых и среднеэоценовых вулканических и субвулканических образований.

Более молодой по возрасту полиметаллический тип минерализации уступает колчеданному типу по масштабу проявления. Пространственно эти проявления приурочены к районам развития верхнеэоценовых вулканических образований и формируются в связи с магматическими процессами поздних этапов развития Севано-Ширакской и Айоцзор-Ордубадской геосинклиналей в условиях возросшей жесткости субстрата, тяготея к зонам приподнятого положения доальпийского фундамента. В их числе Газминское полиметаллическое месторождение, расположенное в пределах Айоцзорского синклинория, приурочено к зоне крупного близмеридионального разлома, разделяющего блоки Западного и Восточного Айоцзора.

ОБ ОСНОВНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ПЕРИОДОВ ПОВЫШЕННОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ И МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

Изучение сложного и многообразного процесса формирования альпийских геосинклинальных прогибов на территории Армении и смежных регионов позволяет в настоящее время по-новому подойти к некоторым более общим вопросам, касающимся особенностей развития вулканизма в ходе упомянутого процесса.

Несомненным преимуществом по сравнению со многими другими регионами является здесь относительно высокая степень изученности стратиграфии мезо-кайнозоя и его структурной эволюции, как и последовательности и характера магматических процессов. Все это позволяет на конкретном материале оценить значение особенностей строения фундамента и проследить роль разломов различного направления в процессе зарождения и развития геосинклинальных прогибов, в зависимости от характера которых находятся и особенности вулканических процессов.

Как уже было отмечено в главе I этой работы, главной особенностью развития средне-позднеальпийских прогибов на территории Армении являлось глыбовое погружение дна геосинклинальных трогов, обусловленное сочетанием продольных и поперечных глубинных разломов, сеть которых и до настоящего времени разделяет описываемую территорию на ряд крупных блоков.

Из числа этих разломов существенное значение имели продольные швы общекавказского направления, заложение которых произошло, по-видимому, еще в палеозое. Так, в развитии верхнемелового вулканизма была чрезвычайно существенна роль Предмалокавказского глубинного разлома, отделявшего Сомхето-Кафанскую геоантиклинальную зону от Закавказского срединного массива. Вместе с тем к периоду наибольшей активности верхнемелового вулканизма относится оживление и другого продольного разлома — главного тектонического шва, вдоль которого в это время происходили излияния основных лав и перемещение ультрабазитов.

Второй тип разломов, характеризующихся поперечным положением по отношению к общему простираанию альпийских прогибов, имеет преимущественно меридиональное и северо-восточное направление. Этот тип разломов наследует в основном структурный план древнего доальпийского фундамента и проявляется в пределах упомянутых прогибов по границам жестких блоков. Системы подобных блоков и ограничивающие их субмеридиональные разломы прослеживаются далеко за пределы описываемых прогибов.

Развитие геосинклинали начиная с сеномана до конца палеогена происходило во времени неравномерно и включало два отчетливых максимума тектонической и вулканической активности в коньяк-сантонское и в среднеэоценовое время. При этом области развития верхнемелового вулканизма на севере территории частично совпадали с соответствующими областями юры, в то время как тектоническая и вулканическая активность эоцена проявлялась преимущественно юго-восточнее, частично покидая границы предшествующих ей прогибов и распространяясь в пределы срединных массивов и жестких выступов палеозойского фундамента. На юге территории подобная активизация участков палеозойского массива проявлялась не только в палеогеновое, но и в верхнемеловое время.

Возвращаясь к затронутому в первой главе вопросу об унаследованных и наложенных прогибах, следует отметить, что заимствование общего структурного плана наблюдается только в прогибах, последовательно развивающихся в зонах тектонических швов общекавказского направления. При этом оси более молодых прогибов смещаются в пространстве параллельно осям более древних (Прикуринский меловой прогиб, центральная часть палеогенового Севано-Ширакского). Однако на участках сопряжения продольных и поперечных разломов эта унаследованность резко нарушалась, чем и обусловлено преобладание среди описываемых структур прогибов наложенного типа.

Вместе с тем неравномерности в развитии альпийских прогибов с «пиками» наибольшей тектонической и магматической активности и процессы постепенного оживления блоков более ранней консолидации являются причиной того, что даже при унаследовании основного структурного плана отложений предшествующих прогибов более молодые вулканогенные формации ложатся на более древние с размывом.

Обращаясь к некоторым особенностям, общим для верхнемелового и палеогенового вулканизма описываемой территории, следует в первую очередь отметить закономерности проявления и размещения его продуктов в связи с оживлением господствующих зон разломов на ранних стадиях периодов наибольшей магматической активности. Как это отчетливо проявилось в коньяк-сантонское и среднеэоценовое время, активизация отражалась в первую очередь на оживлении крупных продольных швов, вдоль которых и шло интенсивное погружение отдельных участков земной коры и проникновение на поверхность расплавов основного состава. Вместе с тем для верхнемелового периода не менее характерно оживление поперечных разломов, обрамляющих выступы древних палеозойских структур субмеридионального простирания. Эти разломы сохраняли свое магмоконтролирующее значение и в палеогене, хотя в этот период их роль была подчиненной по сравнению с продольными швами. Поперечные разломы отличались, по-видимому, большей глубиной заложения, что, наряду с имеющимися геофизическими данными, подтверждается более основным характером верхнемелового вулканизма (оливиновые базальты) по сравнению со среднеэоценовым (андезито-базальты).

Развитию как верхнемелового, так и палеогенового вулканизма базальтоидного типа предшествовало на отдельных участках появление кислых вулканических продуктов, количество которых было особенно значительно на участках наиболее интенсивного дробления жесткого доальпийского фундамента (Закавказский массив, Сомхетская глыба и др.).

Базальтоидный вулканизм, сопровождавший периоды наибольшей тектонической активности, локализовался непосредственно в приразломных участках, оконтуривая крупные блоки земной коры с разнородным характером фундамента. По мере постепенного ослабления тектонической напряженности происходила смена основного вулканизма кислым,

а на отдельных участках щелочным. Кислые расплавы появлялись в конце верхнемелового, среднеэоценового и верхнеэоценового вулканических циклов в виде экстрезий и небольших покровов или накоплений туфов на границе с жесткими выступами фундамента и проникали в пределы последних по оперяющим главные разломы трещинам. Аналогичное положение в развитии верхнеэоценового и олигоценового вулканизма на юге занимали щелочные расплавы. При этом областью их наиболее интенсивного развития послужили выступы палеозойского фундамента в пределах Арзаканского массива и территории Западного Айондзора. Центры развития кислого и щелочного вулканизма, сохраняя в основном приразломное положение, распространяются на более значительные расстояния в пределы отдельных жестких блоков, чем это наблюдалось для вулканизма базальтоидного типа.

На ранних и поздних этапах наибольшей тектонической и вулканической активности отчетливо проявилась и еще одна особенность вулканизма, характерная для периодов высокой тектонической напряженности. Поступление на поверхность контрастных по составу магм местами происходило почти одновременно, заставляя предполагать наличие расположенных на различной глубине параллельно действующих магматических очагов. Так, параллельное действие очагов основной и кислой магмы происходило, по-видимому, в верхнем сантоне в зоне Предмалокавказского разлома и в нижне-среднеэоценовое время на северо-западном участке Севано-Ширакского синклинория. Для верхнего эоцена этой структуры характерно одновременное проявление щелочного и кислого вулканизма. В Западном Айондзоре щелочные базальтоиды проникали на поверхность на всем протяжении развития олигоценового вулканизма от палеотипных андезито-базальтов до трахилипаритов белесоватой свиты.

На основе изложенных особенностей развития верхнемелового и палеогенового вулканизма Армении может быть высказана следующая гипотеза, касающаяся условий образования и эволюции магматических расплавов. С наступлением периодов бурной тектонической активности по глубоким расколам земной коры поднимались расплавы базальтоидного состава, источники которых располагались, по-видимому, в пределах верхней мантии. При приближении этих расплавов к поверхности происходило локальное расплавление сиалического материала коры, сопровождавшееся извержениями липаритов и липарито-дацитов. В дальнейшем, в связи с увеличением проницаемости подводящих разломов, базальтоидные расплавы проникали беспрепятственно на поверхность, образуя мощные накопления лав и пирокластов. По мере уменьшения тектонической напряженности в пределах участков земной коры, характеризовавшихся повышенной жесткостью и антиклинальными тенденциями развития, возникали промежуточные очаги, поставлявшие на поверхность липарито-дацитовую магму.

Одновременно в зоне глубоких расколов, на территории Памбакского хребта, возникали субщелочные и щелочные магмы, состав которых был обусловлен поступлением щелочей из глубинных источников, а в известной мере, возможно, и существенно карбонатным составом палеозойского фундамента. Как уже было отмечено, на ранних и заключительных этапах магматической активности поступление расплавов основного состава из глубинных источников происходило одновременно с деятельностью локальных очагов кислой или щелочной магмы, расположенных в пределах сиалической коры. На территории Западного Айондзора, по-видимому, и глубинные базальтоидные расплавы приобретали щелочной характер.

Все сказанное позволяет также подчеркнуть некоторые важные особенности развития альпийских геосинклиналей Малого Кавказа. Несмотря на то что средне- и позднеальпийские прогибы являются в

основном наложенными по отношению к раннеальпийским эвгеосинклинально-складчатым зонам, мы вправе говорить о единой направленности процессов, возникших в начале юры. Последние проявились в дроблении и погружении доальпийского фундамента, сопровождавшихся бурной вулканической деятельностью начала юры.

Аналогичные процессы возобновлялись после определенных промежутков, захватывая участки более ранней консолидации. Эти повторные параксизмы тектонической и вулканической активности имели отчетливые черты сходства, к числу которых относятся: ведущая роль общекавказских и поперечных к ним дизъюнктивных нарушений, отражающих структуру доальпийского фундамента; преобладание вулканизма базальтоидного типа с эволюцией в пределах отдельных циклов от основных к кислым; накопление значительных по мощности вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ.

Однако, наряду с отмеченным сходством, каждый из периодов упомянутой активности отличался своими особенностями, обусловленными возрастающей жесткостью коры в пределах регионов, что приводило к увеличению степени ее раздробленности, пестроты, контрастности в распределении фаций и мощностей отложений. Увеличение общей жесткости земной коры в пределах региона отразилось в более отчетливой пространственной приуроченности средне- и позднеальпийских прогибов по сравнению с раннеальпийскими к зонам разломов глубокого заложения. В то же время напряженность магматических процессов в течение относительно коротких периодов их проявления последовательно нарастала. На заключительном этапе тектонические и магматические процессы приобретают черты, свойственные орогенным периодам развития.

В заключение остановимся кратко на некоторых более общих аспектах проблемы активизации участков ранней консолидации. Как известно, эта проблема приобрела в настоящее время особую актуальность в связи с многочисленными новыми данными о тектонике и магматизме тихоокеанского подвижного пояса, где процессы активизации рассматриваются во всем их многообразии.

Проведенное нами изучение средне- позднеальпийского вулканизма и его связи с тектоникой на территории Армении позволяют установить целый ряд характерных особенностей этого процесса, сближающих его с процессами тектонической и магматической активизации в пределах тихоокеанских побережий. Наиболее существенными из числа этих особенностей являются следующие.

1. Периодическое возникновение повышенной тектонической и магматической активности, протекающей в течение относительно коротких промежутков времени.

2. Преимущественно наложенный характер молодых прогибов по отношению к более древним.

3. Проникновение базальтоидных магматических расплавов по длительно живущим разломам продольного типа с последующим периодическим оживлением поперечных нарушений, наследующих структурный план наиболее древних комплексов фундамента и отличающихся трансрегиональным характером.

4. Наличие общей направленности в развитии вулканической деятельности, выражающейся в смене кислых эффузивов ранних этапов основными и повторном появлении липарито-дацитовых магм на заключительных ее стадиях. При этом масштабы проявления основных и кислых магм для разных участков могут быть различны.

5. Существенно щелочноземельный тип исходных базальтоидных расплавов.

6. Наличие в определенные периоды развития параллельно действующих очагов, расположенных на различной глубине и поставлявших на поверхность расплавы различного состава.

Отмеченные особенности средне-позднеальпийского вулканизма Армении прослеживаются и в пределах смежных регионов Малого Кавказа (Дзоценидзе, 1948, 1957; Абдулаев, 1965; Шихалибейли, 1964). В то же время дальнейшее более детальное изучение сравнительных особенностей различных участков Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов, несомненно, выявит, наряду с чертами сходства, и существенные их различия, проявившиеся, как это намечается уже и теперь, в различии масштабов упомянутой активности, относительной роли кислых и основных расплавов, наличии или отсутствии щелочного магматизма и др.

ЛИТЕРАТУРА

- Абакелия М. С. Гравитационные аномалии и геологическое строение Куринской депрессии. — Сб. трудов Геол. ин-та АН ГрузССР, посвящ. А. И. Джанелидзе. Тбилиси, 1959.
- Абдуллаев Р. Н. Верхнемеловой вулканизм кислой магмы северо-восточной части Малого Кавказа. — Изв. АН АзербССР, серия геол.-геогр. наук, 1958, № 6.
- Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1963.
- Абдуллаев Р. Н. Петрологические и металлогенетические особенности мезозойского вулканизма Малого Кавказа (Азербайджан). Баку Изд-во АН АзербССР, 1965.
- Адамян А. И. Петрография щелочных пород Мегринского района АрмССР. Ереван. Изд-во АН АрмССР, 1955.
- Адамян А. И., Мкртчян К. А. Гарнасарская интрузия щелочных сиенитов в восточной части Халабского хребта (АрмССР). — Труды УГ и ОН при СМ АрмССР, № 2, 1959.
- Аджимамудов Э. Б. О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. — ДАН АрмССР, 1957, т. XXIV, № 4.
- Азизбеков Ш. А., Керимов Г. А. Трассы Тауза. — Изв. Аз ФАН 1941, № 3.
- Акопян В. Т. К стратиграфии нижне-меловых отложений юго-восточной Армении. — Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр. наук, 1958, т. II, № 1.
- Акопян В. Т. К стратиграфии меловых отложений Базумского хребта. — Изв. АН АрмССР, серия геол., 1962, т. XV, № 1.
- Акопян В. Т. К вопросу о возрасте артаминской свиты. — Изв. АН АрмССР, 1965, т. XVII, № 6.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд-во «Айпетрат». Ереван, 1958.
- Багдасарян Г. П. О механизме внедрения и этапах формирования Тежсарской щелочной интрузии в Армении. — Изв. АН АрмССР, 1950, т. III, № 8.
- Багдасарян Г. П. Петрография щелочных эффузивных пород АрмССР. — Изв. АН СССР, 1956, № 2.
- Багдасарян Г. П. Щелочные горные породы центральной части Армянской ССР. — В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. Исследования по разработке геохронологических реперов к шкале абсолютного геологического времени (по материалам ИГН АН АрмССР). — В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М., изд-во «Наука», 1964.
- Багдасарян Г. П., Меликсетян Б. М. Генетические особенности щелочных пород Армянской ССР. — Изв. АН СССР, серия геолог., 1966, № 11.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Мнацаканян А. Х. Новые данные к геохронологической шкале в абсолютном летоисчислении по материалам Армянской ССР. — ДАН АрмССР, 1961, т. XXXIII, № 4.
- Балавадзе Б. К. Гравитационное поле и строение земной коры в Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1957.
- Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры в Грузии по геофизическим данным. — Изв. АН СССР, серия геофиз., 1958, № 9.
- Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К. Строение земной коры Закавказско-Каспийской впадины по геофизическим данным. XXI сессия МГК. Докл. сов. геол. Проблема 2, разд. II. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Белянкин Д. С. Об удельном весе и светопреломлении каликатровых полевых шпатов. — Изб. труды, т. II. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Белянкина Е. Д. Химико-минералогические исследования каликатровых полевых шпатов Кавказа и Закавказья. — Труды ИГЕМ (ГИН) АН СССР, вып. 147. Петрограф. серия, 1953, № 43.

- Беммелен В. Геология Индонезии. М., ИЛ, 1957.
- Быковская Е. Б. и др. К вопросу о классификации и терминологии пирокластических и осадочно-пирокластических пород.— В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Варданянц Л. А. Схема тектонической истории Кавказа.— Зап. Всерос. мин. об-ва, 1934, т. 63.
- Варданянц Л. А. Сейсмотектоника Кавказа.— Труды Сейсм. ин-та АН СССР, т. 64, 1935.
- Варданянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа и объяснительная записка к ней.— Труды ВСЕГЕИ, новая сер., т. 10. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Варданянц Л. А., Габриелян А. А. О санидиновом трахите близ сел. Элпин.— ДАН АрмССР, 1947, № 20.
- Вегуни А. Т. Об олигоцене южной Армении. Ереванский политехн. ин-т, сб. научн. трудов, № 13, вып. 3. Ереван, Изд-во Ереванского университета, 1956.
- Вегуни А. Т. О тектоническом положении Азизбековского и Сисианского районов АрмССР.— Труды УГ и ОН при СМ АрмССР, № 1, 1958.
- Вегуни А. Т. О вулканогенном олигоцене южной Армении.— ДАН АрмССР, 1960, т. XXX, № 3.
- Веселовская М. М. Химико-минералогическое исследование в области пироксенов диопсид-авгитового ряда.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, серия петрогр., вып. 86, 1950.
- Власов Г. М. История кайнозойского вулканизма Тихоокеанских окраин СССР. Congreso Geol. Intern., XX ses. Mexico. Ses. I. Volcanologia del Cenozoico. Mexico, 1957.
- Власов Г. М. Приохотские складчатые области (Сахалин, Курильские острова, Камчатка и Корякское нагорье). Геолог. строение СССР, т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Влодавец В. И. О вулканологической терминологии.— Бюлл. вулк. станций, № 21, 1954.
- Габриелян А. А. К истории тектонического развития Армении в третичное время.— ДАН СССР, нов. серия, 1946, т. 53, № 2.
- Габриелян А. А. Армения в третичный период.— Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 1, Изд-во Львовского университета, 1954.
- Габриелян А. А. Тектонические комплексы Армении.— Труды совещ. по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР.— Баку, Изд-во АН АзербССР, 1956.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
- Габриелян А. А. Тектоническое строение Антикавказа (Малого Кавказа) и положение его в Средиземноморской орогенической зоне.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 11). М., изд-во «Недра», 1964.
- Гамкрелидзе П. Д. Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1949.
- Гамкрелидзе П. Д. Мезо-кайнозойские орогенические фазы альпийской зоны юга СССР.— В кн.: Структура земной коры и деформация горных пород (Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 18). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Геология Армянской ССР, т. 1. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1962.
- Гинсберг А. С. Геолого-петрографическое описание северо-восточного побережья оз. Гокча.— Сб.: Бассейн оз. Севан, т. I, Л., Изд-во АН СССР, 1929а.
- Гинсберг А. С. Геолого-петрографическое описание правобережья р. Бангу к западу от с. Гомадзор до долины Мар-Марик. Сб. Бассейн оз. Севан. т. III, вып. 2. Л., Изд-во АН СССР, 1929б.
- Гинсбург И. В. О трех необычных роговых обманках из гранитных пород.— Труды Мин. музея им. А. Е. Ферсмана, вып. 13, 1962.
- Грушевой В. Г. Медные месторождения Алавердского района ССР Армении.— Труды ЦНИГРИ, вып. 31, 1935.
- Гэй П. и Тэйлор В. Х. Структуры плагиоклазов. Изменения аортитовой структуры.— Сб. статей «Полевые шпаты», вып. 2. М., ИЛ, 1956.
- Джанелидзе А. И. Проблема Грузинской глыбы.— Сообщ. АН ГрузССР, № 1—2, 1942.
- Джанелидзе А. И. К вопросу о тектоническом расчленении территории Грузии.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Джрбашян Р. Т. Сферолитовые лавы окрестностей с. Гамзачиман.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 11.
- Джрбашян Р. Т. О палеогеновом вулканизме в районе Базумского хребта.— Тезисы докладов IV Закавказской конференции молодых геологов. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1962.
- Джрбашян Р. Т. О вулканических куполах Степанаванского района Армянской ССР.— Труды III Закавказской конференции молодых геологов. Тбилиси, 1962.
- Джрбашян Р. Т. О связи вулканизма с поперечными поднятиями (на примере палеогена Малого Кавказа).— ДАН АрмССР, 1964а, т. 38, № 3.
- Джрбашян Р. Т. Петрохимические особенности и эволюция эоценового вулканизма Базумского хребта.— Зап. Арм. отд. Всес. Мин. об-ва, 1964б, № 3.

- Джрбашян Р. Т. Акцессорные элементы и минералы эффузивных образований Базумского хребта как индикаторы их металлогенической специализации.— В кн.: Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. М., изд-во «Наука», 1965.
- Джрбашян Р. Т. Петрохимические особенности и эволюция эоценового вулканизма Базумского хребта.— Зап. Арм. отд. Всес. мин. об-ва, 1966, № 3.
- Джрбашян Р. Т., Елисева О. П., Остроумова А. С., Фаворская М. А. Некоторые особенности развития палеогенового вулканизма Армении.— Сб.: Вопросы геологии Кавказа, Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1964.
- Джрбашян Р. Т., Малхасян Э. Г., Мнацаканян А. Х. Об особенностях распространения микроэлементов в палеовулканических формациях Армении.— Изв. АН АрмССР, серия геол.-геогр. наук, 1963, т. XVI, № 3.
- Джрбашян Р. Т., Фаворская М. А. О шаровых образованиях в районе Пушкинского перевала (Армянская ССР).— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 90, 1963.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии, Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1948.
- Дзоценидзе Г. С. Палеогеновый вулканизм Грузии в связи с тектогенезом. Congresso Geologico Internatiol. XX session. Cindad de Mexico, 1956. Mexico, D. F. 1957.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 2. М., изд-во «Мир» 1965.
- Дудаури О. З., Адамия Ш. А. О нижнепалеогеновом дацитовом вулканизме юго-восточной Грузии.— Сообщ. АН ГрузССР, 1960, т. XXIV, № 4.
- Дьяконова-Савельева Е. Н. Геологические исследования в окрестностях Дилижана (Армения) летом 1927 г.— В кн.: Бассейн оз. Севан, т. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1929.
- Егоян В. Л. Верхнемеловые отложения юго-западной части Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1955.
- Елисева О. П. О возрасте кварцевых санидиновых трахитов Северной Армении.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 12.
- Елисева О. П. Вторичные кварциты в палеогеновых эффузивах Армянской ССР.— Геол. рудн. месторожд., 1964, № 1.
- Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1941, № 3.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных пород. М., Изд-во АН СССР, 1944.
- Заварицкий А. Н. Вулкан Голгат и его продукты.— Труды Лаб. вулканол., вып. 7, М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Исаакян С. А. Новые данные по стратиграфии верхнетретичных образований Западного Даралагеза (Армянская ССР).— ДАН АрмССР, 1956, т. XXII, № 2.
- Исаакян С. А. О закономерностях неогенового вулканизма в пределах Западного Даралагеза (АрмССР).— ДАН АрмССР, 1957, т. XXIV, № 3.
- Карапетян К. И. К петрографии четвертичных лав Даралагеза.— Изв. АН АрмССР, серия геол.-геогр. наук, 1959, т. 12, № 5.
- Карапетян К. И. Гегамское нагорье и некоторые вопросы новейшего вулканизма Армении.— Тез. докл. II Всесоюзн. вулк. совещ. Петропавловск-Камчатский, 1964.
- Кигай В. А. Об опыте применения окрашивания калишпатов в шлифах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 3.
- Кириллова И. В. и Сорский А. А. Тектоника и сейсмичность Кавказа. (Международ. геол. конгресс. XXI сессия, Доклады сов. геологов. Проблема 18. Структура земной коры и деформации горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Котляр В. Н. Открытие лейцитовых пород в Закавказье.— Сов. геол., 1931, № 4—5, т. IX.
- Котляр В. Н. Некоторые вопросы изучения структуры рудных полей.— Проб. сов. геологии, 1936, № 6.
- Котляр В. Н. Памбакский комплекс щелочных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 2.
- Котляр В. Н. Лейцитовые породы Памбака.— Зап. Всес. мин. об-ва, 1957, ч. 86, вып. 6.
- Котляр В. Н. Памбак. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1958.
- Котляр В. Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение. Изв. ВУЗ, Геология и разведка, № 9, 1960.
- Котляр В. Н. О типах месторождений, связанных с палеовулканизмом. Изв. ВУЗ, Геология и разведка, № 11, 1962.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., изд-во «Недра», 1964.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ, 1955.
- Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа.— Труды Ин-та геол. наук, вып. 113, серия петрогр., 1950, № 35.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Вариолиты Ялгубы. Избр. труды, т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа.— Бюлл. МОИП, отдел геолог., 1949, т. XXIV, № 4.
- Лодочников В. Н. Методы изображения многокомпонентных систем.— Изв. Ин-та физ.-хим. анализа, 1926, т. II, вып. 2.

- Марфуни А. С. Опыт классификации зональных плагноклазов.— В кн.: Геология и горное дело. М., Металлургиздат, 1952.
- Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.— Труды ИГЕМ, вып. 78, 1962.
- Меликсетян Б. М., Геворкян Р. Х. К вопросу о возрастных взаимоотношениях щелочных и гранитоидных интрузий Памбакского хребта.— ДАН АрмССР, 1963, т. 37, № 3.
- Меняйлов А. А. Вулкан Шивелуч, его геологическое строение, состав и извержения.— Труды Лаб. вулканол., вып. 9, 1955.
- Мефферт Б. Ф. Эоценовая фауна из Даралагеза в Армении.— Труды Гл. геол.-разв. упр., вып. 99, 1931.
- Микадзе Г. А., Беридзе М. А. О палеоцен-нижнеэоценовом кислом вулканизме Тетрикаркойского района (юго-восточная Грузия).— Труды II Закавказск. конф. молодых геологов. Баку, 1960.
- Милановский Е. Е. Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа.— Труды Совещ. по тект. альп. геосинкл. обл. юга СССР. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1956.
- Милановский Е. Е. Современная структура Кавказа и прилегающих глубоководных впадин как отражение стадий эволюции земной коры в альпийской геосинклинальной области.— Вест. МГУ, 1963, № 1.
- Милановский Е. Е. Некоторые закономерности тектоники и магматизма орогенного этапа развития Альпийского геосинклинального пояса Юго-Восточной Европы и Юго-Западной Азии.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 11). М., изд-во «Недра», 1964.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во МГУ, 1963.
- Мкртчян К. А. О структуре Анкадзор-Сисимаданского рудного поля.— Труды УГ и ОН при СМ АрмССР, № 2, 1959.
- Мкртчян К. А. Некоторые особенности локализации колчеданного оруденения Базумского хребта и смежных районов Армянской ССР. Науч.-техн. сборник (Центр. бюро научн.-техн. инф. и пропаг.), № 1. Ереван, 1961.
- Мкртчян К. А. Некоторые особенности развития геосинклинального вулканизма на примере Севанской тектонической зоны Малого Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 2.
- Мнацаканян А. Х. Шаровидные обособления в верхнемеловых обсидаанах в районе с. Алпаут. (АзербССР).— Труды ИГЕМ, 1963, вып. 90.
- Мнацаканян А. Х. Акцессорно-минералогические и геохимические особенности меловых вулканических серий Северной Армении как индикаторы комагматичности и металлогенической специализации вулканических комплексов.— В кн.: Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. М., изд-во «Наука», 1965.
- Муратов М. В. Тектоника альпийской геосинклинальной области юга СССР. Тектоника СССР, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Муратов М. В. Тектоническая структура альпийской геосинклинальной складчатой области Восточной Европы и Малой Азии и их история развития.— В кн.: Межд. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол. пробл. 18. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Муратов М. В. История тектонического развития альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 2.
- Муратов М. В. Типы геосинклинальных прогибов в альпийской складчатой области, их взаимоотношение и развитие.— В кн.: Проблемы региональной тектоники Евразии. Труды ГИН АН СССР, вып. 92, 1963.
- Мурхауз В. Практическая петрография. М., ИЛ, 1963.
- Непрочнов Ю. П. Глубинное строение земной коры под Черным морем к юго-западу от Крыма по сейсмическим данным.— ДАН СССР, 1959, т. 125, № 5.
- Островский И. А., Петров В. П. Материалы по связи оптики и химического состава магнетизально-железистых слюд.— Труды Ин-та геол. наук, вып. 36, серия петрогр., № 11, 1940.
- Остроумова А. С. О новой находке лейцитовых пород в Закавказье.— ДАН СССР, 1959, т. 127, № 4.
- Остроумова А. С. Гаюиновый тефрит Западного Даралагеза (Армения).— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия 1962а, т. 73.
- Остроумова А. С. Новые проявления щелочного вулканизма в пределах Западного Даралагеза.— В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962б.
- Остроумова А. С. Петрохимия третичных вулканических комплексов Западного Даралагеза.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Остроумова А. С., Пафенгольц К. Н. К петрографии третичных санидиновых пород Центральной Армении.— Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 7, Л., 1959.
- Пафенгольц К. Н. Армутлы-Кульп. М.—Л., ОНТИ, 1934.
- Пафенгольц К. Н. Вулканизм Закавказья.— В кн.: Геология СССР, т. X, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1941а.

- Паффенгольц К. Н.** Третичные эффузии восточного Закавказья. Геология СССР, т. X. Закавказье, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1941б.
- Паффенгольц К. Н.** Сейсмоструктурная Армения. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1946.
- Паффенгольц К. Н.** Геология Армении (Армения в системе Кавказа и Малой Азии). М., Госгеолтехиздат, 1948.
- Паффенгольц К. Н.** Геологический очерк Кавказа. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
- Пиш Б. И.** Термальные ключи Камчатки. М., СОПС, Изд-во АН СССР, 1937.
- Пиш Б. И.** Материалы по геологии и петрографии района рек Авачи, Рассошины, Гаванки и Налачевы на Камчатке.— Труды Камч. компл. экспед., 1936—1937, вып. 2, 1941.
- Ренгартен В. П.** Общий очерк тектоники Кавказа.— Труды XVII сессии междунар. геол. конгресса, т. II, 1939.
- Ренгартен В. П.** Стратиграфия меловых отложений Малого Кавказа. Региональная стратиграфия СССР, т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Ритман А.** Вулканы и их деятельность. М., изд-во «Мир», 1964.
- Ротман В. К.** О неогеновых лахаровых отложениях Камчатки. ДАН СССР, 1960, 134, № 4.
- Ротман В. К.** Вулканогенно-молассовая формация (на примере Тихоокеанского подвижного пояса).— Труды Лаб. палеовулканол. вып. 56 (1), 1963.
- Ротман В. К., Жегалов Ю. В.** Вулканогенные формации и эволюция вулканизма внутренней дуги Камчатки.— Материалы I Всесоюзной конф. по геол. и металл. Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960.
- Сатиян М. А.** Очерк литологии меловых отложений северной Армении и палеогеографических условий их накопления.— Изв. АН АрмССР, серия геол. и геогр., 1959, т. 12, № 3.
- Саркисян О. А.** Схема стратиграфического расчленения палеогеновых образований Севано-Ширакского синклиория.— ДАН АрмССР, 1959, т. 29, № 3.
- Саркисян О. А.** История тектонического развития Севано-Ширакской интрагеосинклинали в мезозое и кайнозое.— Изв. ВУЗ, геология и разведка, № 1, 1964.
- Славин В. И.** О некоторых древних вулканах Малого Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Соболев В. С.** Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Минералог. сб. Львовского геол. об-ва, 1950, № 4.
- Соловкин А. Н.** 1939. Интрузии и интрузивные циклы Азербайджанской ССР. Баку, Изд-во Азерб. ФАН СССР, 1939.
- Тресер В. Е.** Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Турцев А. А.** Геологический очерк восточных цепей Памбакского хребта.— В кн.: Бассейн оз. Севан, т. I. Л., Изд-во АН СССР, 1929.
- Устиев Е. К.** Аногийский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма северо-востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Фаворская М. А.** Верхнемеловой и кайнозойский магматизм Восточного Сихотэ-Алиния.— Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 7. 1956.
- Фаворская М. А., Кигай В. А.** Формация мезо-кайнозойских субвулканических и малоглубинных интрузий Сихотэ-Алиния. Тезисы докладов III Всесоюз. петрогр. совещания. Новосибирск, 1963.
- Хаин В. Е.** О некоторых особенностях верхнемелового вулканизма Закавказья.— ДАН АзербССР, 1949, т. 5, № 11.
- Хаин В. Е.** Закавказский срединный массив и концепция Грузинской глыбы.— В сб., посвященном А. И. Джанелидзе. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1959.
- Хаин В. Е.** Положение Кавказа в альпийской геосинклинальном поясе Евразии и его отношение к смежным складчатым сооружениям (по новым данным).— Вестн. МГУ, серия IV, 1964, № 4.
- Хаин В. Е., Леонтьев Л. Н.** Основные этапы геотектонического развития Кавказа. часть I—II, БМОИП, отдел геологический, № 3—4, 1950.
- Цимельзон И. О.** Тектоника палеоген-мезозойских отложений Кировабадской нефтегазоносной области по геофизическим данным.— Геология нефти и газа, 1964, № 1.
- Чирвинский П. Н.** Средний химический состав главнейших минералов горных пород и метеоритов.— Изв. Донского политехнич. ин-та, 1929, № 11.
- Шарков В. В.** Геология подводного склона западного берега Каспийского моря. М.— Л., изд-во «Наука», 1964.
- Шатский Н. С.** Парагенезисы осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
- Шилов В. Н.** Некоторые данные о среднемиоценовом вулканизме Южного Сахалина (Чеховский район).— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 12.
- Шихалибеги Э. Ш.** Тектоника Севано-Акеринского синклиория в пределах Азербайджана.— Труды Совещ. по тект. альп. геосинкл. обл. юга СССР. Баку, Изд-во АН АзербССР, 1956.
- Шихалибеги Э. Ш.** Особенности тектонического развития восточной части Малого Кавказа.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез (Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема II). М., изд-во «Недра», 1964а.

- Шихалибейли Э. Ш.* Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа (в пределах Азербайджана); т. 1. Баку, Изд-во АН АзербССР, 19646.
- Эйтель В.* Физическая химия силикатов. М., ИЛ, 1962.
- Anderson C. A.* The Tuscan formation of Northern California with a discussion concerning the origin of volcanic breccias. Univ. Geol. Sci., 1933, 23, № 7.
- Dewey H. and Flett J. S.* Some British pillow-lavas and the rock, associated with them. Geol. magazine. S. V. VI 1911.
- Fisher R.* Definition of volcanic breccia. Bull. of the Geol. Soc. of America, v. 69, 1958, N 8.
- Fisher R.* Definition of volcanic breccias. Bull. of the Geol. Soc. of America, v. 71, 1960a, N 7.
- Fisher R.* Criteria for recognition of lahatic breccias, Southern Cascade Mountains. Washington. Bull. of Geol. Soc. of America, v. 71, 1960b, N 2.
- Fisher R.* Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Bull. of the Geol. Soc. of America, v. 72, 1961, N 9.
- Georg H. O.* The relations of the physical properties of natural glasses to their chemical compositions. Journ. geol. v. 32, 1924, N 5.
- Heinrich E.* Studies in the mica group the biotite-phlogopite series. Amer. Journ. of Sci., v. 244, 1946, N 12.
- Kennedy W. Q.* Trendes of differentiation basaltic magmas. Amer. Journ. of Sci. (6), 25, 1933, N 147.
- Kuno H.* Preliminary note on basalt from Azyro. Ydu. Bull. Earth. Res. Inst, 1933.
- Kuno H.* Study of orthopyroxenes from volcanic rocks. Amer. mineralogist, v. 39, 1954, N 1—2.
- Kuno H.* Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. volcanologique, ser. 11, t. XX, 1959.
- Lacroix A.* Contributions a l'etude des breches et conglomerats volcaniques. Bull. Soc. Geol. France, ser 4, v. 6, 1906.
- Larsen, Irving, Gonyer, Larsen.* Petrologic results of a study of the minerals from the Tertiary volcanic rocks Amer. Miner., v. 22, 1937, N 8.
- Leyden R.* Staukuppen und verwandt Bildungen, ein Beitrage zur vulkanologigisches sistematic und genetischer Grundlage. Zitschr., Vulkanol. 16, 1936, N 4.
- Ritman A.* Magmatic character and tectonic position of the Indonesian volcanoes. Bull. volcanologique, ser 11, t. XIV, 1953.
- Steiner A.* Petrogenetic implications of the 1954 Ngaurohoe (New Zealand) lava and its xenolites. New Zealand Journ. Geol. Geoph. v. 1, 1958.
- Sundius N.* On the spilitic rocks. Geol. magazine, LXVII, 1—17, 1930.
- Wells A. K.* Nomenclature of the spilitic suite. Geol magazine, v. 60, 1923.
- Wentworth C. and Williams H.* The classification and terminology of the pyroclastic rocks. Nat. Research Council Bull. 89, Rept. Comm. Sedimentation, 1932.
- Williams H.* The hystory and character of volcanic domes. Univ. Calif. publ. Bull. Dept. Geol. Sci. Berkley, 21, 1932, N 5.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава первая	
Краткая история геологического развития Малого Кавказа и типы средне- и позднеальпийских геосинклинальных прогибов	7
Этапы тектонического развития Малого Кавказа	10
Глубинное строение Малого Кавказа	15
Типы альпийских геосинклинальных прогибов	16
Глава вторая	
Геологическое положение, состав и условия формирования меловых вулканических образований	19
Вулканические серии северо-восточной части Прикуринской системы меловых прогибов	19
Геологическая характеристика вулканических серий	19
Условия образования верхнемеловой вулканогенной серии	37
Петрографическое описание пород	39
Особенности состава главных породообразующих минералов	47
Петрохимическое описание пород	57
Верхнемеловая вулканическая серия Вединского прогиба	67
Глава третья	
Геологическое положение, состав и условия формирования палеогеновых вулканических образований	71
Палеогеновые вулканические серии Севано-Ширакского синклинория	72
Геологическая характеристика вулканических серий	74
Петрографическое описание пород	89
Особенности составов главных породообразующих минералов	96
Петрохимическое описание пород	101
Палеогеновые вулканические серии Айоцдзорского синклинория	112
Восточный Айоцдзор	112
Западный Айоцдзор	127
Некоторые общие выводы о палеогеновом вулканизме Айоцдзора	136
Глава четвертая	
Некоторые общие особенности развития средне-позднеальпийского вулканизма на территории Армянской ССР	138
История развития мелового вулканизма	138
История развития палеогенового вулканизма	141
Об основных особенностях периодов повышенной тектонической и магматической активности	144
Литература	149

**Связь мелового и палеогенового вулканизма Армении
с типами развития геосинклинальных прогибов**

Утверждено к печати

*Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии*

Редактор издательства Э. Б. Травицкая
Технический редактор О. М. Гуськова

Сдано в набор 11/IX 1968 г. Подписано к печати 30/VII 1968 г.

Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1.

Усл. печ. л. 14. Уч.-изд. л. 13,8.

Тираж 600 экз. Т-10689. Тип. зак. № 5103

Цена 1 руб. 37 коп.

Издательство «Наука»

Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»

Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
28	18 св.	внедряющиеся	внедряющиеся во вмеща- ющие
40	Табл. 1, 4-я гр. сл., 6 сл.	гиалопиритовой	гиалопилитовой
47	23 св.	520%	5—20%

1 р. 37 к.

16199