

С. И. БАЛАСАНЯН

**МАГМАТИЧЕСКИЕ
ФОРМАЦИИ
АРМЯНСКОЙ ССР**

ЕРЕВАН

ЕРЕВАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

С. И. БАЛАСАНЯН

**МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ
АРМЯНСКОЙ ССР**

5624

ИЗДАТЕЛЬСТВО ЕРЕВАНСКОГО УНИВЕРСИТЕТА

ЕРЕВАН—1975



Работа представляет первую монографию по магматическим формациям Армянской ССР. В ней рассмотрены принципы выделения конкретных формаций и схема их формирования; дана петрографическая характеристика магматических формаций республики, выяснены петрогеохимические особенности разновозрастных геосинклинальных и орогенных формаций, а также вопросы общей эволюции магматизма и некоторые аспекты петрогенезиса.

Предназначается для широкого круга геологов и студентов геологических специальностей.

Редактор: И. Г. Магакьян

ВВЕДЕНИЕ

За последнее десятилетие изучение магматических формаций стало одной из главных задач современной петрографии. Практическая значимость их всестороннего исследования очевидна, поскольку с магматическими формациями связаны не только полезные ископаемые эндогенного, но и месторождения экзогенного происхождения, ибо для последних они являются первоисточниками.

Кроме того, некоторые породы магматических формаций сами являются полезными ископаемыми, другие же могут служить непосредственным источником для извлечения из них ценных металлов — редких и рассеянных элементов.

Наконец, эндогенное рудообразование является одним из проявлений сложных магматических процессов и, именно, магматизм контролирует закономерности формирования и размещения полезных ископаемых.

В конечном итоге магма порождает и горные породы, и полезные ископаемые, причем с определенными магматическими формациями возникают определенные типы оруденения. Ведь магматическая формация — это закономерная ассоциация не только пород, но и связанных с ними рудных образований, которые формируются в ходе развития единого тектоно-магматического процесса. Поэтому без детального изучения магматических формаций и закономерностей их формирования во времени и пространстве трудно создать научные основы прогнозирования полезных ископаемых на любой территории. Это тем более касается таких регионов как Армения и весь Малый Кавказ, где формирование магматических формаций и связанных с ними месторождений полезных ископаемых происходило почти на протяжении всей геологической истории.

Следует учесть также то обстоятельство, что породы магматических формаций являются единственным материалом, непосредственно дающим информацию о составе и свойствах глубинных частей земной коры и мантии Земли. Известно, что о строении и составе глубинных горизонтов Земли име-

ются лишь предположения, основанные главным образом на интерпретации геофизических данных.

Кроме всего этого, детальное изучение естественных ассоциаций вулканических и plutонических пород, закономерно проявляющихся во времени и пространстве, позволяет, хотя и в грубом приближении, судить об общей эволюции верхней мантии и земной коры.

Из сказанного вполне понятно, почему формационный метод исследования в современной петрографии приобрел важное значение. В соответствии с этим в Армении и других республиках Закавказья в последнее время стали уделять больше внимания методу формационного анализа при петрографических исследованиях. Тем не менее, до сих пор у нас имеются лишь немного небольших (в основном статьи) работ, непосредственно затрагивающих проблемы магматических формаций. К ним относятся вышедшая в 1967 г. статья Р. Т. Джрбашяна, Б. М. Меликсетяна, Р. Л. Мелконяна⁴⁰, в которой рассмотрен вопрос связи магматизма и тектоники с применением формационного анализа для магматизма альпийского этапа Армянской ССР.

Позже эти авторы совместно с А. А. Габриеляном, Г. П. Багдасаряном, К. И. Карапетяном и А. Х. Мнацаканяном опубликовали новую статью³⁵, освещающую основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. В ней приводится схема геотектонического развития и формирования горных пород республики.

Вопросы взаимосвязи магматических и тектонических процессов и этапов развития магматизма Армении на общем фоне ее геотектонической истории рассмотрены в монографии автора «Основные черты магматизма Армении» и в его докладе, опубликованном в Материалах XXIII Международного геологического конгресса²³.

Сведения о магматических формациях Грузии (Г. М. Заридзе, Н. Ф. Татришвили), Азербайджана (Р. Н. Абдуллаев, Ф. А. Ахундов и др.) и Армении (автор совместно с С. Б. Абовяном, Г. П. Багдасаряном и другими сотрудниками ИГН АН Арм. ССР) содержатся в Материалах IV Всесоюзного петрографического совещания⁵⁸.

Начиная с июня 1966 г. по поручению Управления геологии Совета Министров Армянской ССР на кафедре минералогии и петрографии Ереванского государственного университета под руководством автора проводились исследования по выявлению специфических особенностей рудоносных магматических формаций Армянской ССР и по составлению для них карты. Позже было предложено составление карты

всех магматических формаций республики. В связи с этим первая карта была дополнена остальными магматическими (в частности, вулканическими) формациями.

Параллельно автором проводились некоторые петрографические исследования по кафедральной теме, относящейся к дотретичным плутоническим формациям гранитоидного происхождения.

В результате выполненных за 1966—1970 гг. всех этих работ установлены закономерности формирования и размещения магматических формаций различного фациального положения, выявлены специфические минералогические, петрографические и геохимические особенности геосинклинальных и орогенных магматических формаций разных тектоно-магматических циклов. Они позволили подтвердить наши ранее сделанные некоторые выводы об общей эволюции магматизма в геотектонической истории Армянского нагорья.

Одним из главных итогов проведенных исследований является составленная нами карта магматических формаций Армянской ССР, которая не только лучше отражает закономерности развития магматизма, но и ясно показывает степень изученности магматических формаций.

При составлении формационной карты были использованы многочисленные геологические и геолого-петрографические карты более крупных масштабов, причем нередко возникали спорные вопросы, решение которых требовало проведения специальных маршрутов и дополнительных петрографических исследований.

Такая формационная карта для республики составлена впервые и потому, естественно, в ней имеются некоторые недостатки. Нет сомнения, что в дальнейшем она будет детализирована и изменена по мере накопления нового фактического материала.

В процессе работы автор столкнулся с большими затруднениями, обусловленными следующими причинами.

Во-первых, учение о магматических формациях находится на стадии становления и потому еще точно не определены его содержание, задачи, методы. До сих пор нет общепринятой единой классификации магматических формаций, пока недостаточно разработаны основные принципы выделения конкретных магматических формаций, запутаны вопросы терминологии и т. д. Еще не разработаны также методы составления карт магматических формаций.

Во-вторых, Армения относится к регионам широкого развития магматических пород, которые характеризуются ис-

ключительным разнообразием петрографического состава, полифазностью и многофациальностью, что создает большие затруднения для их правильного формационного расчленения.

В третьих, имеется целый ряд нерешенных и слабо разработанных вопросов, подлежащих дальнейшему детальному исследованию. В частности, до сих пор нет единой геологической карты республики, для большинства районов не составлены специальные геолого-петрографические карты вулканогенных пород, предстоит провести большую работу по минералогии, геохимии, металлогении и тектонической позиции магматических формаций. Решение проблемы немаловажно без выяснения генезиса магматических пород.

Настоящая работа подытоживает результаты исследований, проведенных в 1966—1970 гг. Она является первой обобщающей монографией по магматическим формациям Армянской ССР и, по сути дела, представляет объяснительную записку к указанной формационной карте. В ней обобщен богатый материал по петрографии, минералогии и петрогеохимии магматических формаций. В работе впервые приводятся результаты около 220 количественных спектральных анализов пород разных формаций Армянской ССР (в каждой пробе определялось около 20 элементов). Отметим, что все анализы выполнены в спектральной лаборатории Университета дружбы народов им. П. Лумумбы старшим инженером К. И. Корниловой.

В предлагаемой работе автор не ставил перед собой задачи в полной мере осветить все вопросы сложной проблемы магматических формаций республики. В частности, не представлялось возможным полное рассмотрение вопросов тектонических условий формирования магматических формаций, их геохимической специфики и металлогенической специализации. Каждый из этих вопросов может стать предметом специального исследования.

Нет сомнения, что только дальнейшие комплексные исследования позволят более обоснованно произвести формационное деление изверженных пород республики и составить крупномасштабную карту магматических формаций. Тем не менее составленная формационная карта и полученные данные в совокупности имеют существенное значение для познания закономерностей формирования и размещения магматических формаций и решения некоторых петрогенетических вопросов. Результаты исследований с успехом могут быть использованы для составления научно обоснованных металлогенических и прогнозных карт республики.

В выполнении работы в разное время принимали участие старшие научные сотрудники П. М. Бартикян, Г. Е. Кочинян, Р. Г. Геворкян, ведущие и старшие инженеры С. А. Исаакян, П. К. Погосян, К. И. Корнилова, старшие лаборанты О. Г. Овсепян, А. В. Геворкян, Ю. А. Тохунц и др.

* Работа рецензирована И. Г. Магакьяном, А. Т. Асланяном и Т. Ш. Татевосяном.

Всем им автор выражает глубокую благодарность.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Изложение вопроса мы начнем с обсуждения содержания основных для учения о формациях понятий и терминов, имеющих важное значение для определения главных принципов выделения конкретных магматических формаций.

До сих пор нет общепринятых определений содержания основных понятий и терминов для учения о магматических и других формациях. Разные исследователи по-разному определяют часто встречающиеся в геологической литературе понятия «геологическая формация», «магматическая формация», «магматический комплекс», «формационный тип» и т. д.

Наиболее удачное определение понятия «геологическая формация» дано Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым. Н. С. Шатский⁸⁴ геологическую формацию определяет как естественно выделяемые комплексы пород, определенные члены (слои, толщи, фации и т. д.) которых тесно парагенетически связаны друг с другом как в вертикальном возрастном отношении, так и в горизонтальном пространственном отношении. Весьма близко определение Н. П. Хераскова⁸², согласно которому геологические формации представляют собой «естественные ассоциации горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т. д.) в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении».

Как отмечает Н. П. Херасков, «формации характеризуются составом горных пород, строением и взаимоотношениями с другими формациями; меньшее значение имеют формы и размеры»⁸². Он считал целесообразным проводить различие между конкретными формациями и формационным типом, объединяющим сходные конкретные формации независимо от их возраста и местонахождения.

По В. Е. Хаину⁸¹, геологическая формация — это закономерное сочетание парагенетически взаимосвязанных литофаций, возникших в определенных, точнее в изменявшихся в

определенных пределах физико-географической, геохимической и геотектонической обстановках.

Существует большое количество определений понятий «магматическая формация», «магматический комплекс» и т. д. Остановимся на некоторых распространенных определениях этих понятий.

По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу⁵⁴, петрографическая формация представляет собой совокупность всех пород, связанных с кристаллизацией какой-нибудь магмы, т. е. породы, непосредственно из нее возникшие, контактные ее действия, продукты сплавания и ассимиляции посторонних масс, связанные с нею пегматитовые и гидротермальные жилы, месторождения руд и нерудных ископаемых.

В своих работах Ю. А. Билибин²⁸ определил «интрузивный комплекс» как конкретные ассоциации интрузивных пород, обнаруживающих ряд черт, указывающих на их близкое генетическое родство. Для обозначения сходных интрузивных комплексов разных возрастов и регионов (т. е. по современной терминологии формационных типов) он пользовался термином «интрузивная формация». Под последним термином Ю. А. Билибин понимал «совокупность пород, которые: 1) встречаясь всегда в совместном развитии, представлены одной и той же петрографической ассоциацией, более или менее постоянной даже в очень удаленных друг от друга областях своего развития и в условиях различного геологического возраста; 2) приурочены в пространстве к определенным тектоническим областям, а во времени к определенной фазе тектонического цикла, т. е. к определенной тектоно-магматической обстановке; 3) обнаруживают целый ряд геохимических, петрохимических особенностей, указывающих на происхождение из магм сходного состава в результате одного и того же процесса их эволюции; 4) характеризуются одними и теми же чертами металлогении».

Г. Д. Афанасьев¹⁴ определяет магматическую формацию как ассоциацию пород определенной фации, возникшую в результате внедрения магмы в верхний структурный ярус; внедрения, отвечающего определенной фазе дифференциации глубинного магматического очага. Более крупной единицей является магматический комплекс, под которым он понимает совокупность структурно-территориально сопряженных, близких по возрасту магматических пород различного фациального положения (интрузии, эффузии, экструзии), имеющих общие черты специфики вещественного состава, которые обусловлены общностью происхождения этих пород из одного магматического источника в процессе развития одного этапа тектоногенеза.

Согласно Ю. А. Кузнецову⁵⁰, наиболее точное определение геологической формации дал Н. П. Херасков, которое и было положено им в основу определения магматической формации. Он изменил определение Н. П. Хераскова, учитывая специфические особенности ассоциаций магматических пород. Для обозначения конкретных магматических формаций он рекомендует воспользоваться термином «магматический комплекс», а для обозначения обобщенных — типовых ассоциаций — термином «формационный тип».

Этим двум терминам Ю. А. Кузнецов⁵⁰ дает следующее определение: «Магматический комплекс — конкретная, т. е. занимающая определенное место в пространстве и времени ассоциация тех типов пород, которые принято называть магматическими (а также и сопутствующих им метаморфических и рудных образований), тесно связанных друг с другом парагенетическими отношениями, близких по возрасту и по геологической обстановке образования, находящей свое выражение, в частности, в характерном фициальном его облике... формационный тип-термин, отвечающий абстрактному понятию, в котором обобщены главные особенности, свойственные ряду тождественных или близких по составу конкретных магматических комплексов, которые могут иметь различный возраст и могут залегать в различных и зачастую удаленных друг от друга, но однотипных геологических структурах».

Термин «магматическая формация», по Ю. А. Кузнецову, может быть использован для обозначения как магматических комплексов, так и формационных типов. В свое время Ф. Ю. Левинсон-Лессинг термин «формация» применил и для обозначения конкретных магматических формаций и формационных типов, названных ими стратиграфической единицей.

Каждый магматический комплекс, как отмечает Ю. А. Кузнецов, характеризуется определенным набором магматических пород, характером взаимоотношений с другими формациями, внутренним строением и формами залегания и приуроченностью к тем или иным геологическим структурам.

По Ю. А. Кузнецову, «...важнейшими признаками каждого конкретного магматического комплекса, которыми следует руководствоваться при его выделении и определении принадлежности к тому или иному формационному типу, являются: 1) его состав в виде характерной парагенетической ассоциации магматических, контактовых, метасоматических пород и в том числе рудных и нерудных эндогенных месторождений; 2) геологическая обстановка образования, отражающаяся в фациальном облике комплекса; 3) возрастная

близость всей этой парагенетической ассоциации; 4) связь с теми или иными геологическими структурами и в некоторых случаях — стадиями их развития»⁵⁰.

За последнее время составители карты магматических формаций территории СССР (В. Н. Москалева, Д. С. Харкевич, Е. Т. Шаталов и др.)⁶⁷ предлагают следующее определение: «Магматическая формация — это естественная магматическая ассоциация изверженных горных пород и их производных, закономерно проявляющаяся в определенной геологической обстановке в ходе развития разновозрастных, но однотипных геотектонических элементов земной коры». Такое определение скорее всего отвечает формационному типу.

Как видно из вышеизложенного, в одни и те же понятия некоторые исследователи вкладывают разное содержание. Однако в существующих определениях формации есть и много общего. Почти все ученые в этом понятии обращают внимание на некоторые важные признаки, которые можно рассматривать как основные критерии для выделения конкретных магматических формаций и определения их принадлежности к тому или иному формационному типу.

По определению большинства геологов магматическая формация прежде всего это естественная ассоциация изверженных пород, которые парагенетически связаны между собой.

Многие ученые в объем формации включают жильные, контактовые, гидротермальные образования и месторождения полезных ископаемых. Но в состав магматической формации следует включить также, как впервые справедливо отметил Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, продукты сплавления и ассимиляции посторонних масс, т. е. гибридные породы.

Следовательно, магматическая формация — это более или менее устойчивая петрографическая ассоциация изверженных пород и связанных с ними гибридных, жильных, контактовых, гидротермальных, метасоматических и рудных образований.

Конкретная магматическая формация возникает в определенных геологических условиях и потому она обособлена во времени и пространстве.

Породы магматической формации характеризуются близким геологическим возрастом и общими минералогическими, петрогеохимическими и металлогеническими особенностями.

В существующих определениях магматической формации дискуссионными следует считать представление о специфической приуроченности магматических формаций к определенным типам структур и определенным этапам их развития

и идею об общности магматического очага всех пород формаций.

Ю. А. Кузнецов⁵⁰ отмечает, что в определении таких кардинальных для геологии понятий как магматический комплекс и магматическая формация не следует вводить «чисто умозрительные гипотетические предпосылки петрологического или тектонического характера». Он рекомендует руководствоваться теми особенностями комплексов и формаций, которые могут быть установлены непосредственными наблюдениями.

Например, Ю. А. Кузнецов считает неправильной идею Ю. А. Билибина и его последователей (Ю. И. Половинкиной; Т. Н. Ивановой, А. И. Семенова, В. И. Серпухова и др.) о специфической приуроченности магматических формаций к определенным типам структур и определенным этапам их развития.

Он отрицательно относится к наиболее распространенным определениям, в которых в качестве основного признака формации или комплекса принимается общность магматического очага, единой исходной магмы и т. д.

Таковы, например, определения петрографической формации Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, интрузивного комплекса и интрузивной формации Ю. А. Билибина, магматического комплекса и магматической формации Г. Д. Афанасьева и многих др.

В. Н. Москалева, Д. С. Харкевич, Е. Т. Шаталов и др. также считают, что в основу формационного анализа пока не следует класть представления о происхождении формации и их связи с теми или иными магмами.

Однако вряд ли можно согласиться с мнением этих исследователей. Наоборот, наиболее правильными нужно считать те определения, в которых четко подчеркивается генетическое единство всех пород формаций.

Основные признаки каждой конкретной магматической формации — ее обособленность во времени и пространстве, тесная парагенетическая связь всех пород формации, их родственные минералогические, петрохимические, геохимические, металлогенические черты и др. — легко объясняются при принятии комагматичности всех ее членов.

Магматическая формация прежде всего характеризуется общностью происхождения всех пород, входящих в ее состав, и это должно явиться одним из главных ее признаков. Поэтому большинство геологов выступило за генетическое определение магматической формации как комагматической ассоциации (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Ю. А. Билибин, Г. Д. Афанасьев, Д. С. Штейнберг, И. Д. Соболев и др.).

Многие считают, что магматические формации локализируются в определенных типах структур, будучи приуроченными к определенным этапам их развития. Необходимо отметить, что Ю. А. Кузнецов⁵⁰, хотя и рекомендует не пользоваться представлением о приуроченности формаций к определенным структурам и этапам их развития, однако вынужден одним из важных признаков магматической формации считать ее «связь с теми или иными геологическими структурами и в некоторых случаях — стадиями их развития».

Во всяком случае можно считать установленным, что каждая магматическая формация возникает в определенных геологических условиях в ходе развития единого тектономагматического процесса. Это объясняется тем, что магматические и тектонические процессы развиваются одновременно и порождаются, вероятно, одной общей причиной²³.

Итак, суммируя вышеизложенное, можно сказать, что магматическая формация — это комагматическая более или менее устойчивая ассоциация изверженных пород и продуктов сопутствующих им явлений (жилых, гибридных, контактовых, гидротермальных и рудных образований), формировавшихся в определенных условиях в ходе развития единого тектономагматического процесса.

Однотипные естественные ассоциации магматических пород чаще повторяются в пространстве (особенно в разновозрастных структурах), нежели во времени. Например, в пределах Армянской ССР более закономерным является возникновение во времени различных, а не однотипных магматических формаций.

Выделение формационных типов надо считать условным, так как различий между одноименными магматическими формациями, располагающимися в разновозрастных удаленных друг от друга регионах, оказывается больше чем сходства.

Поэтому было бы логичнее магматические формации (вернее формационные типы) определять как закономерные ассоциации магматических пород и продуктов сопутствующих им явлений, повторяющиеся в пространстве и **частично во времени**. Именно частично во времени, поскольку немногие формации неоднократно появляются в ходе развития как данной геологической структуры, так и, в частности, разновозрастных структур.

Таким образом, одним из основных принципов выделения магматической формации надо считать ее повторяемость в пространстве и частично во времени.

При выделении конкретных магматических формаций следует выяснить роль ассимиляции и дифференциации в становлении их вещественного состава. Ведь в конечном сче-

те качественный и количественный состав магматических формаций формируется главным образом в ходе развития этих двух явлений.

Особенно необходимо отметить большую роль ассимиляции и гибридизма в становлении вещественного состава plutонических формаций. Например, в крупных интрузивных телах на территории Армении нередко значительная часть петрографических типов пород возникает в результате ассимиляции и гибридизма. В частности, молодые plutонические формации представляют собой классические примеры образования самых разнообразных по составу пород путем интенсивной ассимиляции кислой магмой вмещающих основных вулканитов и карбонатных отложений. Очевидно, что в таких случаях закономерная ассоциация целого ряда или даже большинства петрографических типов пород формации возникает в результате ассимиляции. Такого происхождения оказываются и ведущие типы пород, определяющие номенклатуру формаций.

Поскольку ход процессов ассимиляции и гибридизма находится в причинной зависимости от множества переменных факторов — давления, тепловой энергии исходной магмы, литолого-структурных особенностей окружающей среды, амплитуды тектонических движений и т. д., то масштабы проявления ассимиляции и гибридизма в однотипных магматических (особенно plutонических) формациях меняются в зависимости от конкретных геологических условий. Соответственно с этим меняется их качественный и количественный состав.

Так, явления ассимиляции и гибридизма, как показало изучение магматизма Армянской ССР, в условиях различных глубин протекали неодинаково. Эти процессы неодинаково проявлены в разновозрастных интрузивных формациях гранитоидного происхождения, а также в пределах отдельных фаз внедрения данной формации (С. И. Баласанян и др.)¹⁸⁻²⁰. Намечается возрастание роли ассимиляции в направлении от ранних plutонических формаций к более молодым. Роль процессов ассимиляции убывает при переходе от ранних фаз внедрения к более поздним.

Все эти данные в совокупности имеют существенное значение для познания процесса становления качественного и количественного составов магматических, в частности, plutонических формаций и выяснения условий их формирования.

Исходя из вышеизложенного, к основным признакам магматических формаций, которые должны быть учтены при их выделении, можно отнести:

1. Качественный и количественный составы формации, т. е. характерный набор составляющих ее петрографических типов пород и их количественные соотношения.

2. Устойчивость парагенетической ассоциации пород формации, т. е. ее закономерная повторяемость в пространстве и частично во времени.

3. Обособленность во времени и пространстве магматической формации, т. е. близкий возраст всех ее членов, их локализация на определенном участке земной коры и четкое отграничение от других формаций.

4. Формирование всех пород и их производных магматической формации в одинаковых геологических условиях в ходе развития единого тектоно-магматического процесса.

5. Родственные минералогические, петрохимические, геохимические и металлогенические черты пород формации, указывающие на общность их происхождения.

На основании приведенных признаков произведено формационное деление магматических пород Армении. В соответствии с периодизацией истории геотектонического развития территории республики магматические формации группируются последовательно по мегаэтапам, этапам, подэтапам, тектоно-магматическим циклам и стадиям их развития.

По фациальным условиям образования магматические формации разделяются на вулканические (эффузивные) и plutонические (интрузивные).

Исходя из определения содержания понятия «магматическая формация», данного нами выше, в вулканическую формацию объединяются комагматические вулканические и сопутствующие им субвулканические и рудные образования, возникшие в определенных геологических условиях в ходе развития единого эффузивного, точнее тектоно-вулканического процесса.

В plutоническую формацию объединяются комагматическая ассоциация интрузивных пород и связанные с ними жильные, гибридные, контактовые, гидротермальные и рудные образования, формировавшиеся в определенных геологических условиях в продолжение единого интрузивного, точнее тектоно-plutonического процесса.

В ряде случаев эффузивные породы так тесно переплетаются с осадочными породами, что в дальнейшем возникнет необходимость выделения смешанных вулканогенно-осадочных формаций.

Кроме того, в последнее время на примере многочисленных складчатых зон установлена генетическая связь между вулканизмом и plutонизмом. По данным ряда исследовате-

лей (Е. К. Устиев и др.), вулканические серии даже обнаруживают непосредственную связь с плутоническими.

Однако вулканические и плутонические процессы часто проявляются и автономно. Поэтому можно считать правильным выделение трех самостоятельных магматических формаций: вулканической, плутонической и вулканоплутонической.

Но мы пока не считали целесообразным выделение смешанных вулканоплутонических формаций, поскольку на пути решения этой проблемы пока сделаны первые шаги и потому имеется целый ряд неясных и спорных вопросов.

До сих пор не разработаны обоснованные критерии комагматичности пород различного фациального положения. Дискуссионными являются представления о генетической общности вулканических пород основного состава и гранитоидных интрузивов, вулканогенных пород основного и кислого составов и т. д.

Нередко субвулканические образования неправильно причисляют к плутоническим формациям, хотя они совместно с тесно ассоциирующимися с ними эффузивами занимают определенное место в общей схеме развития геосинклинальной зоны и являются безусловно членами вулканической формации¹⁹.

Но наиболее серьезным вопросом, требующим дальнейшего детального изучения, является следующий. В начале под термином «вулканоплутоническая формация» были объединены комагматические сообщества пород вулканической, субвулканической и плутонической формаций, которые последовательно происходят из одного эволюционирующего магматического очага, развиваются в пределах одного тектономагматического этапа в единой тектонической структуре.

После обсуждения на Алма-Атинском симпозиуме⁴⁵ проблемы вулканоплутонических формаций, последние стали рассматриваться как магматические ассоциации пород эффузивной, субвулканической и интрузивной фаций, возникшие геологически одновременно в одинаковых тектонических условиях. В постановлении симпозиума сказано, что эффузивные и интрузивные породы вулканоплутонических формаций связаны тесным генетическим родством, формируются геологически одновременно при одном тектоническом режиме, в условиях как платформенных структур, так и среди поясов складчатости. На сессии симпозиума было принято также решение за вышеуказанными комагматическими сообществами пород, разные фации которых возникают в определенной последовательности из одного очага, сохранить

укоренившийся в геологической литературе термин «ряды формаций».

Представление о последовательном формировании генетически связанных между собой эффузивных и интрузивных членов магматических сообществ почти всегда было наиболее популярным в петрографии.

Однако до сих пор не вполне ясны механизм и структурно-геологические условия одновременного становления ко-магматических пород различного фациального положения, связанных с различными моментами истории развития геосинклинальной зоны.

Во всяком случае в пределах Армении и всего Малого Кавказа вряд ли можно найти хоть один пример одновременного возникновения пород вулканической и плутонической формаций, если, конечно, под последней не подразумевать также субвулканические тела, относящиеся в действительности, как выше было отмечено, к вулканической формации.

Приведенное соображение заставило нас на данной стадии изученности пока выделить только автономные вулканические и плутонические формации и исключить из рассмотрения вопросы смешанных вулканогенно-осадочных и вулканоплутонических формаций.

Наименование выделенных как вулканических, так и плутонических формаций дается по главным петрографическим типам пород.

Следует отметить, что хотя номенклатура магматических формаций определяется петрографическим составом, все же в существующих классификациях недостаточно учитывается количественный состав формаций. Например, Ю. А. Кузнецов⁵⁰ андезитовой формацией называет совокупность пород, среди которых преобладают не только андезиты, но и андезитобазальты. Сложные дифференцированные гранитоиды, среди которых доминируют многие петрографические типы пород, относятся только к некоторым формационным типам — габбро-диорит-гранодиоритовому, габбро-монцитсиенитовому и т. д. Кстати, в строении этих формаций габбровые породы занимают меньший объем по сравнению с другими широко распространенными типами, хотя последние не фигурируют в номенклатурах формаций.

С другой стороны, при учете всех характерных петрографических типов пород возникнут длинные наименования, что, конечно, тоже не желательно. Вообще номенклатура магматических формаций пока недостаточно разработана.

На территории Армянской ССР выделено и описано 33 магматических формации, каждая из которых на форма-

ционной карте показана определенным цветом, а в отдельных случаях и разноокрашенной штриховкой.

На карту нанесены также осадочные и другие немагматические образования, которые объединены в более крупные единицы (их около 10), чтобы отчетливее показать магматические формации. Они выделены с помощью определенных цветов и знаков. К немагматическим формациям условно отнесена также значительная часть слабо изученных туфогенных образований, среди которых нам неизвестен объем вулканического материала.

Ведущие петрографические типы пород формаций показаны с помощью знаков (нередко разноцветных), количество которых достигает 107. Отметим, что для названий эффузивных пород пользовались двойной номенклатурой, предложенной А. Н. Заварицким⁴³.

Определенными знаками обозначены не только соответственные магматические породы, но и контактовые, постмагматически измененные породы, входящие в объем формаций.

Под условными знаками показаны не только отдельные петрографические типы пород, но, пожалуй, чаще всего некоторая часть тесно ассоциирующих между собой пород, т. е. некоторый парагенетический ряд пород формаций, что имеет большее значение для формационного анализа магматических образований.

Определенными знаками выделены нерасчлененные гранитоиды, вулканы основного и среднего составов, базиты, ультрабазиты, что дает представление и о степени петрографической изученности их формаций.

По мере возможности мы старались определенными знаками показать разные фации вулканической формации — лавовой, субвулканической и пирокластической. Вулканические и сопутствующие им субвулканические образования объединены в вулканические формации и раскрашены одним цветом, но они выделены с помощью разных условных знаков.

В легенде для эффузивов указаны только петрографические типы в тех случаях, когда: 1) мы имеем только породы лавовой фации, 2) породы лавовой фации резко преобладают над пирокластической, 3) объемное соотношение их неизвестно.

Там, где было возможно, особыми знаками обозначены породы пирокластической фации, а также пирокластической и лавовой фаций вместе, если они присутствуют в равных или разных количественных соотношениях, причем породы преобладающей фации пишутся впереди.

Крупные месторождения полезных ископаемых сгруппированы по главным типам руд и показаны под определенными

ми условными знаками. Поскольку в объем формации обычно включаются и рудные месторождения, то можно было выделить их кружками, раскрашенными цветом данной формации. Рудные типы можно было показать знаками внутри кружков. Но мы отказались от этого, учитывая, что вопрос генетической связи ряда месторождений с конкретными магматическими формациями пока является дискуссионным.

При составлении формационной карты и выделении конкретных магматических формаций мы встречались со многими трудностями, объясняющимися недостаточной петрографической изученностью и сложностью проявления магматизма на территории республики.

У нас магматические формации чаще всего являются многофазными, возникшими в течение значительного отрезка времени в результате последовательных фаз внедрения магмы, что создает большие трудности для их правильного формационного расчленения.

В таком случае, как отмечает Ю. А. Кузнецов⁵⁰, возникает опасность неправильного расчленения, причем одни геологи различные комплексы объединяют в один крупный, а другие отдельным фазам придают значение самостоятельных комплексов.

В таком сложном виде представлены у нас третичные интрузивы, вулканогенные породы плиоцена и четвертичного времени и др.

С другой стороны, на данной стадии петрографической изученности республики не всегда удается уточнить ведущие петрографические типы пород магматических формаций, по которым определяется их номенклатура.

Это, в частности, относится к молодым дифференцированным гранитоидным массивам, сложенным самыми разнообразными породами, среди которых трудно выделить главные петрографические типы. Кстати, в таком случае логично их объединить под термином «гранитоидная формация». Однако пока мы отказались от его применения с целью не нарушать установившуюся традицию называть формацию по ведущим для них петрографическим типам пород.

Сложнее обстоит дело с вулканическими формациями. Петрография значительной части вулканитов слабо изучена, для большинства районов отсутствуют специальные геолого-петрографические карты, на существующих картах вулканиты не расчленены по петрографическому составу, на геологических картах разных авторов одни и те же вулканогенные породы носят разные названия.

Недостаточно изучены породы пирокласической фации

дочетвертичного времени; в большинстве случаев на имеющихся картах они показаны и описаны как туфогены, как будто нет настоящих пирокластов-лавобрекчий, вулканических туфов и т. д.

В петрографическом отношении плохо изучены и туфогенные образования, которые на картах разных авторов фигурируют по-разному. Некоторая часть их выделена на составленной формационной карте под немагматическими формациями. Однако, как показывают наши специальные маршруты, значительная часть «туфогенов» при дальнейшем детальном изучении окажется настоящими вулканитами и будет включена в вулканические формации.

Вообще классификация туфогенных образований плохо разработана и, как известно, существуют разногласия по этому вопросу.

Много придется сделать для выяснения соотношения вулканогенных пород разных фаций большинства районов.

Имеется и ряд других спорных и слабо разработанных вопросов, затрудняющих правильное формационное расчленение изверженных пород республики.

СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Формирование магматических формаций на территории Армянской ССР происходило в тесной связи с ее геотектонической историей, распадающейся на три мегаэтапа — Байкальско-Каледонский, Герцинский, Альпийский, — названных другими исследователями этапами или тектоно-магматическими циклами.

Из-за скудных данных трудно судить об истории **Байкальско-Каледонского мегаэтапа**. Комплекс пород этого мегаэтапа обнажается в немногочисленных местах, где он сложен метаморфическими сланцами и слабо метаморфизованными вулканитами основного состава, прорванными интрузивами. Возраст его определяется как верхний протерозой-кембрий на общих геологических основаниях и по аналогии с метаморфическими комплексами других районов Малого и Большого Кавказа (К. Н. Паффенгольц, В. Н. Котляр, А. Т. Асланян, Р. А. Аракелян и др.).

В продолжение Байкальско-Каледонского мегаэтапа на территории Малого Кавказа существовала крупная геосинклинальная зона¹¹.

Предполагается, что в силу интенсивного прогибания этой единой геосинклинальной зоны происходила бурная вулканическая деятельность, которая привела к формирова-

нию базальт-андезитовой формации. В период прогибания образовались также гипербазитовая и габбровая формации.

Породы всех этих магматических формаций впоследствии подвергались воздействию метаморфизма и большинство их превратилось в сланцы.

В конце Байкальско-Каледонского мегаэтапа происходили складкообразовательные процессы, сопровождавшиеся возникновением плагиогранитовой и гранито-гнейсовой формаций.

Отметим, что все перечисленные магматические формации выделяются условно, так как возраст их является спорным и далеко нерешенным. Этот вопрос подробнее обсуждается при рассмотрении магматических формаций.

В Герцинском мегаэтапе Приараксинский участок Малого Кавказа вовлекается в прогибание, которое сменяется инверсией со складчатостью в верхнем триасе; в среднем и верхнем карбоне также имеет место поднятие и перерыв в осадконакоплении. Остальная резко преобладающая часть Малого Кавказа испытывает поднятие. Следовательно, Малый Кавказ делится на два неравных по величине блока, отличающихся друг от друга по геотектонической истории в течение Герцинского мегаэтапа.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что магматические процессы в герцинское время проявились весьма слабо. Метаморфизованные вулканы основного состава известны в пределах Южно-Сюникского антиклинория, которые объединяются в базальт-андезитовую формацию. Однако вопрос их принадлежности к Герцинскому мегаэтапу в настоящее время является дискуссионным.

Альпийский мегаэтап является переломным в геотектонической истории Малого Кавказа. Он делится на два этапа — геосинклинальный и орогенный, каждый из которых в нижний эоцен-предверхний эоцен) подэтапы.

В истории развития первого этапа, охватывающего время от нижней юры до верхнего эоцена, выделяются ранне-геосинклинальный (юра-нижний мел), среднегеосинклинальный (верхний мел-палеоцен) и позднегеосинклинальный (нижний эоцен-предверхний эоцен) подэтапы.

Второй этап обнимает период от верхнего эоцена до антропогена включительно и делится на раннеорогенный (верхний эоцен-нижний олигоцен), среднеорогенный (средний олигоцен-предверхний плиоцен) и позднеорогенный (верхний плиоцен-антропоген) подэтапы.

Геосинклинальный и орогенный этапы подразделяются также на тектоно-магматические циклы, некоторые из которых совпадают с подэтапами. Выделяются следующие текто-

но-магматические циклы: среднеюрский-предверхнеюрский, верхнеюрский-нижнемеловой, верхнемеловой-палеоценовый, нижнеэоценовый-предверхнеэоценовый, верхнеэоценовый-нижнеолигоценовый, среднеолигоценовый-предверхнемиоценовый, верхнемиоценовый-предверхнеплиоценовый, верхнеплиоценовый-антропоценовый.

Термин «тектонно-магматический цикл» рядом исследователей применяется для обозначения значительного отрезка геологического времени, начиная от зарождения геосинклинального пояса до его превращения в консолидированную складчатую область. Он отвечает выделенным нами мега-этапам.

Однако в термин «тектонно-магматический цикл» здесь вкладывается более узкое понятие. Под ним подразумеваются отдельные отрезки геологического времени, характеризующиеся одновременным проявлением тектонических и магматических процессов, приводящих к формированию ряда последовательно сменяющихся магматических формаций различного фациального положения, обнаруживающих некоторые общие черты сходства в силу близких геотектонических условий.

В истории геологического развития подвижного пояса тектономагматические циклы характеризуются законченностью и периодической повторяемостью, что как раз соответствует смыслу слова «цикл», в чем и заключается преимущество применения этого термина.

Нижние возрастные границы тектоно-магматических циклов геосинклинального этапа обычно соответствуют стадиям заложения и прогибания геосинклинальных зон, а верхние возрастные границы — фазам складчатости, вносящим большие изменения в геотектонический режим и характер проявления магматизма.

Поэтому в истории развития тектоно-магматических циклов геосинклинальных этапов выделяются две стадии — собственно геосинклинальная и инверсионная.

Под инверсионной стадией подразумевается весь период, охватывающий поднятие и вторжение кислой магмы эффузивов, складчатость и внедрение гранитоидов и в ряде случаев постскладчатый отрезок времени, когда возникают щелочные вулканы и интрузивы, а также некоторые эффузивы и интрузивы повышенной щелочности и кислотности.

Первая стадия характеризуется прогибанием, сопровождающимся формированием вулканических формаций базальтоидного происхождения, иногда гипербазитовых и габбровых формаций. Во вторую стадию возникают кислые (иногда

щелочные) как вулканические, так и плутонические формации.

Предложенная схема деления Альпийского мегаэтапа во многом сходна со схемами других исследователей (А. Т. Асланян, А. А. Габриелян, Е. Е. Милановский и др.), но вместе с тем она и несколько отличается от них.

Так, орогенный этап другими геологами (Е. Е. Милановский, А. А. Габриелян и др.) делится на раннеорогенную и позднеорогенную стадии (мегастадии). По А. А. Габриеляну и др.³⁵, раннеорогенная стадия охватывает период от верхнего эоцена до верхнего миоцена, а позднеорогенная стадия — от верхнего миоцена до антропогена.

В нашей схеме раннеорогенный подэтап обнимает верхнеэоценовый—нижнеолигоценовый отрезок времени, начало которого обнаруживает некоторые черты геосинклинального режима развития (все же существенное место занимает прогибание и возникновение в подводных условиях вулканитов основного состава).

В связи с этим следует отметить, что орогенный этап на Малом Кавказе, видимо, начался не с верхнего эоцена, как это сейчас принято считать, а с нижнего олигоцена или вернее с предолигоцена, так как начиная с предолигоцена наступил этап угасания геосинклинальной жизни Малого Кавказа. После предолигоценовых тектонических движений он вовлекался в общее перманентное воздымание с сильным сокращением сферы осадконакопления.

Кроме того, именно с указанного момента начинается горообразование и формирование качественно новых магматических формаций, а также молассовых, краеноцветных и соленосных формаций, свойственных орогенному этапу. Так, судя по данным А. А. Габриеляна и др. в нижнем-среднем олигоцене возникают раннемолассовые (морские и лагунные) формации, в верхнем олигоцене—нижнем миоцене молассовые красноцветные континентальные образования, в среднем-верхнем миоцене — гипсо-соленосные отложения, в плиоцене-антропогене — пресноводно-озерные и континентальные молассы.

В раннем орогенном подэтапе формировались своеобразные вулканические и плутонические формации, которые отличаются от формаций как геосинклинальных, так и последующих орогенных подэтапов.

Среднеорогенный подэтап, охватывающий среднеолигоценовый-предверхнеплиоценовый отрезок времени, характеризуется интенсивным горообразованием и наличием новых типов магматических формаций, отличных от формаций предыдущего раннеорогенного подэтапа. Однако кислые форма-

ции, возникшие в начале среднеорогенного подэтапа, обнаруживают большое сходство с наиболее поздними кислыми формациями раннеорогенного подэтапа.

Верхнеплиоценовый-четвертичный отрезок времени характеризуется новым интенсивным поднятием Малого Кавказа и по своему финальному магматизму, в частности, по набору магматических формаций и петрохимическим признакам слагающих их пород отличается от предшествующих двух подэтапов, что дает нам право выделить его в качестве самостоятельного позднеорогенного подэтапа.

Такое трехчленное деление орогенного этапа с петрологической точки зрения является вполне правдоподобным, поскольку выделенные три подэтапа отличаются друг от друга наличием определенных типов магматических формаций.

Р. Т. Джрбашян, Б. М. Меликсетян, Р. Л. Мелконян⁴⁰, следуя схеме периодизации истории альпийского «тектоно-магматического цикла» Е. Е. Милановского⁶², геосинклинальный этап подразделяют на две стадии (раннегеосинклинальную и позднегеосинклинальную), а А. А. Габриелян и др.³⁵ — на три стадии: раннеальпийскую (юра—нижний мел), среднеальпийскую (альб-верхний-мел) и позднеальпийскую (палеоцен—средний эоцен). Последние примерно соответствуют выделенным нами раннегеосинклинальному (средняя юра—нижний мел), среднегеосинклинальному (верхний мел-палеоцен), позднегеосинклинальному (нижний эоцен—предверхний эоцен) подэтапам, только, как видно, несколько не совпадают возрастные границы этих подразделений.

Раннегеосинклинальный подэтап Альпийского мегаэтапа характеризуется возникновением двух новых блоков — Северо-Восточного и Юго-Западного, отличающихся друг от друга историей геотектонического развития. Границей между ними, согласно А. А. Габриеляну, служил Анкавано-Сюникский глубокий разлом, заложенный в среднем палеозое.

В продолжение рассматриваемого подэтапа Юго-Западный блок испытывает поднятие, приобретая геоантиклинальную тенденцию развития. На нем осадконакопление в геоантиклинальных условиях происходит лишь в небольшом Нахичеванском прогибе (район Джульфинского ущелья и Айодзорский хребет).

Совсем иная картина наблюдается на другом, более крупном Северо-Восточном блоке (современные Прикуринская, Сомхето-Карабахская тектонические зоны и северо-восточная Присеванская полоса Армянской зоны), в истории развития которого выделяются два тектоно-магматических цикла — среднеюрский-предверхнеюрский и верхнеюрский-нижнемеловой.

В средней юре этот блок вовлекается в интенсивное прогибание, приобретая резко выраженную эвгеосинклинальную тенденцию развития. Геосинклинальные условия кратко- временно прерываются после средней юры в связи с предкелловейской фазой складчатости.

В верхней юре Северо-Восточный блок снова вовлекается в прогибание, но в течение нижнемелового времени он испытывает поднятие и складчатость. Геосинклинальный режим в нижнем мелу отчасти сохраняется в некоторых пунктах Северо-Восточного блока. Прогибание Северо-Восточного блока в средней и верхней юре, т. е. в собственно геосинклинальную стадию указанных двух тектоно-магматических циклов, сопровождается бурным развитием основного вулканизма, продукты которого относятся к базальт-андезитовым формациям.

На различных участках указанного блока в зависимости от хода тектонических движений интенсивность и продолжительность вулканизма несколько меняется. В армянской части блока вулканизм достигает своего пароксизма в байосе в период максимального прогибания, затем ослабевает и затухает в бате в связи с предкелловейской фазой складчатости, после чего вспыхивает с большей силой в верхней юре (оксфорд-кимеридж) и почти окончательно прекращается в неокоме.

В азербайджанской части блока вулканизм наиболее интенсивно также проявляется в байосе, но с несколько меньшей силой продолжает развиваться в бате, затем ослабевает и прекращается в келловее и оксфорде, снова проявляется в кимеридже и затухает в титоне-неокоме.

На Северо-Восточном блоке вулканическая деятельность прекращается в нижнем мелу, за исключением некоторых небольших участков Шамшадинского и Кафанского районов, где вулканические процессы, хотя и с меньшей силой, продолжают и в течение указанного времени.

Верхнеюрские и нижнемеловые вулканы основного состава объединены в одну базальт-андезитовую формацию, хотя есть некоторое основание нижнемеловые вулканогенные породы выделить в самостоятельную формацию (об этом см. ниже).

В инверсионную стадию развития тектоно-магматических циклов образуются плагиолипаритовые, затем плагиогранитовые формации. В конце инверсионной стадии верхнеюрско-нижнемелового цикла в период проявления нижнемеловой фазы складчатости формируется также габбро-диорит-плагиогранодиоритовая формация.

Таким образом, в продолжение раннегеосинклинального

подэтапа последовательное формирование ряда базальт-андезитовой, плагиолипаритовой и плагиогранитовой формаций повторялось дважды в ходе развития двух тектоно-магматических циклов. Но в конце второго тектоно-магматического цикла возникла также качественно новая габбро-диорит-гранитоидная формация. Параллельно с образованием гранитоидных формаций продолжалось формирование самых молодых вулканитов базальт-андезитовой формации второго цикла.

Среднегеосинклинальный подэтап соответствует верхне-меловому-палеоценовому тектоно-магматическому циклу, в продолжение которого происходит существенная перестройка режима геотектонического развития Малого Кавказа.

В собственно геосинклинальную стадию, отвечающую верхнему мелу, почти весь Малый Кавказ вовлекается в прогибание с образованием ряда перманентных разломов глубокого заложения (А. Т. Асланян¹¹) и новых наложенных прогибов (А. А. Габриелян³⁵). Те антиклинории Северо-Восточного блока, в которые вторглись гранитоиды предыдущего подэтапа, слабо реагируют на общий процесс погружения региона.

В указанное время формируются наиболее крупные — Присеванская, Прикуринская и Приараксинская геосинклинальные зоны, среди которых, по А. Т. Асланяну¹¹, особенно резко выделяется первая.

В дате и палеоцене в период проявления мощных тектонических движений происходит региональное поднятие Малого Кавказа.

В соответствии с общим ходом геотектонического развития в среднегеосинклинальном подэтапе сфера проявления основного вулканизма расширяется, охватывая почти все прогибающиеся геосинклинальные зоны Малого Кавказа.

Вулканическая деятельность намечается еще в сеномане, резко усиливается и достигает своего пароксизма в верхнем туроне и нижнем сеноне (жоньяке-сантоне), ослабевает в верхнем сеноне и окончательно прекращается в дате-палеоцене.

Продукты верхнемелового основного вулканизма образуют базальт-андезитовую формацию. В верхнемеловое время в период наиболее интенсивного погружения в Присеванской и Приараксинской геосинклинальных зонах возникают глубинные разломы, по которым вторгаются ультраосновные, затем основные интрузивы, слагающие соответственно гипербазитовую и габбровую формации известного офиолитового пояса Малого Кавказа.

Таким образом, в собственно геосинклинальную стадию

развития рассматриваемого подэтапа последовательно формируются базальт-андезитовая, гипербазитовая и габбровая формации. В инверсионную стадию в Прикуринской зоне возникают кислые вулканогенные породы, а в Присеванской зоне — небольшие интрузивы плагиогранитов. Первые относятся к липаритовой формации натри-калиевого характера, а вторые — к плагиогранитовой формации.

Перед позднегеосинклинальным подэтапом уже были обособлены четыре разных блока — Прикуринский, Сомхето-Карабахский, Армянский, Приараксинский, отличающиеся друг от друга геотектонической историей и развитием магматизма почти на протяжении всей последующей геологической истории. Первый из них характеризуется нисходящими движениями, иногда сменяющимися восходящими. Он в основном сохраняет геосинклинальные тенденции развития. Почти такие условия устанавливаются на Приараксинском блоке, который с кратковременными перерывами вовлекается в длительное опускание. Сомхето-Карабахский блок со своим Кафанским участком характеризуется общим воздыманием. Резко отличается Армянский блок, на котором характер и интенсивность тектонических движений неоднократно меняются. Он становится ареной последующих сложных геотектонических и магматических процессов.

Начало позднегеосинклинального подэтапа, отвечающее нижнему эоцену, знаменуется небольшим прогибанием Армянского блока, сопровождающимся слабым проявлением вулканической деятельности. Последняя локализуется главным образом в юго-восточной части блока.

В среднем эоцене Армянский блок и смежные районы вовлекаются в интенсивное прогибание, что приводит к проявлению бурной вулканической деятельности. Наиболее сильное погружение и в связи с этим максимальное проявление вулканизма наблюдается в Присеванской зоне.

В течение среднего эоцена Прикуринский блок продолжает обнаруживать слабо выраженные геосинклинальные тенденции развития. На нем в соответствии с небольшой амплитудой нисходящих движений основной вулканизм проявляется слабо. Амплитуда отрицательных движений достигает минимума на Приараксинском блоке, чем и объясняется почти полное отсутствие на этом блоке вулканических процессов.

Все вулканогенные породы основного и среднего составов и сопутствующие им субвулканические тела, возникшие в нижнем и среднем эоцене, т. е. в собственно геосинклинальную стадию нижнеэоценового-предверхнеэоценового тектоно-магматического цикла, составляют единую базальт-ан-

дезитовую формацию. В этой же стадии образовались мелкие тела габбро, габбро-диоритов и диоритов Севано-Ширакского синклинория и других участков Армянского блока, слагающие отдельную габбро-диоритовую формацию.

В конце среднего эоцена или быть может после него некоторые участки Севано-Ширакского синклинория обнаруживают тенденцию к поднятию. К ним приурочивается проявление кислого вулканизма, продукты которого относятся к липаритовой формации.

Положительно направленные колебательные движения далее сменяются предверхнеэоценовыми складкообразовательными движениями, с которыми связано проявление мощного интрузивного мапматизма. В результате многократных вторжений кислой магмы в дугообразно расположенные складчатые структуры и разрывные нарушения северо-западной части Армянского блока образуется множество интрузивных тел, выделяющихся в габбро-диорит-гранодиоритовую формацию.

Итак, в продолжение позднегеосинклинального подэтапа последовательно формировались следующие магматические формации: базальт-андезитовая, габбро-диоритовая, липаритовая, габбро-диорит-гранодиоритовая.

После среднего эоцена вулканические процессы во многих местах прекращаются в связи с происходящими предверхнеэоценовыми складкообразовательными движениями, которые продолжаются вплоть до преолигоцена, охватывая преобладающую часть Малого Кавказа.

В верхнем эоцене эти движения ослабевают и в некоторых местах сменяются нисходящими с проявлением вулканизма. Наибольшее прогибание в верхнем эоцене наблюдается в Севано-Ширакском синклинории, к которому и приурочивается максимальное проявление эффузивного магматизма, продукты которого относятся к андезитовой формации.

После верхнего эоцена наступает инверсионная стадия верхне-эоценового-нижеолигоценового тектоно-магматического цикла, отвечающая, на наш взгляд, раннеорогенному подэтапу. Именно с этого времени начинается горообразование и формирование магматических и других формаций, характерных для орогенного этапа.

Вулканизм, в отличие от геосинклинального этапа, развивается главным образом в континентальных условиях и носит наземный характер. Кроме того, не только кислый, но и основной вулканизм проявляется в условиях положительно направленных тектонических движений.

В связи с дифференцированными восходящими движе-

ниями интенсивность вулканической деятельности в разных регионах меняется. Максимальное проявление вулканизма приурочивается к тем участкам, которые испытывают наибольшее поднятие. Это также является одной из отличительных черт орогенного этапа.

С преолигоценовыми орогеническими движениями связано проявление самого мощного интрузивного магматизма, продукты которого локализованы в основном в юго-западной половине Армянского блока. Они образуют несколько групп многофазных и многофациальных интрузивов, объединяемых в габбро-монцитит-гранодиоритовую формацию.

В условиях положительно направленных тектонических движений в центральной части Присеванской зоны последовательно формируются трахит-фонолитовая, щелочно-сиенитовая, трахилипаритовая и праносиенитовая формации. Первые две формации настолько тесно связаны между собой, что их можно рассматривать как вулкано-плутоническую формацию.

Таким образом, раннеорогенный подэтап характеризуется началом горообразования и наличием разнообразных и специфических магматических формаций, обладающих некоторыми своеобразными особенностями, отличающими их от формаций других подэтапов.

Среднеорогенный подэтап отличается усилением горообразования, накоплением молассовых, красноцветных континентальных и лагунных гипсо-соленосных отложений, а также проявлением субсеквентного магматизма. На фоне общего воздымания Малого Кавказа нисходящие движения локализуются в основном в пределах Приараксинского и Прикуринского блоков.

В олигоцене и нижнем миоцене Армянский блок совместно с перманентно поднимающимся Сомхето-Карабахским блоком образует единую зону, характеризующуюся геантиклинальным воздыманием.

Вулканизм среднеорогенного подэтапа по-прежнему развивается преимущественно в континентальных условиях и носит наземный характер.

В верхнеолигоцен-нижнемиоценовое время в западной части Айоцзора в условиях восходящих тектонических движений образуются кислые субщелочные вулканы (санидинитовые трахилипариты, трахилипарито-дациты, реже трахиты, щелочные базальтоиды), которые относятся к трахилипаритовой формации. Возможно, в тот же период в юго-западной части Армянского блока внедряются порфировидные граниты, гранодиориты, граносиениты, слагающие самостоятельную гранитную формацию.

Мега- этапы	Этапы	Под- этапы	Тектоно магмат. циклы	Стадии развития	Магматические формации	Петрографические типы пород формаций	Место развития, названия интрузивов и вулканитов
А Л Ь П И Й С К И Й	о р о г е н н ы й	Позднеорогенный	Верхнеплиоценовый- четвертичный	Общее	Базальт-андези- говая	Базальты, андезит-обазаль- ты, андезиты, реже анде- зито-дациты (лавы, туфы, туфо-лавы), дациты,	Четвертичные вулканиты цент- ральной части М. Кавказа.
				блоковое	Липаритовая	Липариты, липарито-даци- ты (стекловатые анало- ги-обсидианы, перлиты, пемзы и др.)	Верхнеплиоценовые -нижнечет- вертичные кислые вулкани- ты Араганского, Гегамского и Сюникского нагорий.
				поднятия	Базальт-андезит- дацитовая	Базальты, андезит-обазаль- ты (часто долеритовые), андезиты, андезит-даци- ты, дациты.	Верхнеплиоценовые вулкани- ты центральной части Ма- лого Кавказа.
		Среднеорогенный	Верхнемиоцен.- предверхне- плиоценовый	Блоковое	Андезит-даци- товая	Андезиты, андезит-даци- ты, дациты, реже андези- то-базальты.	Верхнемиоценовые и нижне- среднеплиоценовые вулкани- ты Цахкунянского, Сюник- ского хребтов, Айцндзорского, Ордубадского синклинария.
				поднятия	Гранитовая	Порфировидные грамиты, гранодиориты граносие- ниты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры.	Вохчинский, Казанличский, Шенатагский, Газминский, Прошибердский интрузивы.
			Среднеолиго- цен.-предверх- немиоценовый	и складча- тость	Трахилипаритовая	Санидиновые трахилипари- ты и трахилипарито-да- циты, реже трахиты, ще- лочные базальтоиды.	Кислые субщелочные вулка- ниты Западного. Айондзора.

А Л Ь П И Й С К И Й

О р о г е н н ы й

Р а н н е о р о г е н н ы й

Верхнеозоеновый—нижнеозоеновый

Инверсион- ная (склад- чатость и начало блокового поднятия)	Граносиени- товая	Порфиоровидные граносиени- ты, реже граниты, гра- нодиориты.	Амзачимаинский и Фиолетов- ский интрузивы.
	Трахипарито- вая	Трахипариты, трахипа- рито-дациты, трахианде- зиты.	Субщелочные вулканы Ба- зумского хребта.
	Щелочно-сиени- товая	Щелочные, нефелиновые, псевдолейцитовые сиени- ты, реже сиениты, фель- дшпатолиты, нордмарки- ты, сиенит-диориты, габ- бро-сиениты.	Тежсарский, Бундукский, Гарнасарский интрузивы, возможно щелочные поро- ды Мегринского плутона.
	Граhit-фонолито- вая	Трахиадезиты, трахиты, фонолиты, эпилейцито- вые порфиры.	Щелочные вулканы Пам- бакского хребта.
	Габбро-монзонит- гранодиоритовая	Монзониты, гранодиориты, граносиениты, адемиты, граниты, сиенит-диориты, тоналиты, банатиты, кв. диориты, кв. сиениты, габ- бро-сиениты, диориты, ре- же габбро-диориты, габбро, габбро-пироксениты, оливиновые пироксениты, оливиниты и др.	Мегринские, Баргушатские, Айондзорские, Агавнадзор- ские, Атарбекянский, Лал- варский интрузивы, некото- рые мелкие тела Степана- ванского района, восточной части Базумского хребта, бас. оз. Севан.

А Л Ь П И Й С К И Й

Геосинклиналь	Позднегеосинклиналь	Нижнеэоценовый-предверхнеэоценовый	Дифференц. погружение	Андезитовая	Андезиты- трахиандезиты, андезито-дациты, реже, дациты, андезито-базальты, базальты.	Верхнеэоценовые вулканы среднего и основного состава Севано-Ширакского и Айондзор - Ордубадского синклиория.
			Инверсионная	Габбро-диорит-гранодиоритовая	Кв. диориты, тоналиты, монцониты, монцодиориты, гранодиориты, граниты, реже диориты, габбродиориты, габброиды, габбро-пироксениты и др.	Такарлинский, Геджалинский, Мегрутский, Лермонтовский, Хидзорутский, Головинский интрузивы, мелкие тела Степанаванского района и Памбакского, Базумского хребтов, бас. оз. Севан.
Геосинклиналь	Позднегеосинклиналь	Нижнеэоценовый-предверхнеэоценовый	Собственно геосинклинальная	Липаритовая	Липариты, реже липарито-дациты (кв. порфиры или липаритовые порфиры).	Продукты среднеэоценового кислого вулканизма Севано-Ширакского синклиория.
				Габбро-диоритовая	Габбро, габбро-диориты, диориты.	Мелкие тела Севано-Ширакского синклиория, Айондзорского, Баргушатского хребтов.
Геосинклиналь	Позднегеосинклиналь	Нижнеэоценовый-предверхнеэоценовый	Собственно геосинклинальная	Базальт-андезитовая	Базальты андезито-базальты, андезиты, реже андезито-дациты, дациты.	Продукты ниже-среднеэоценового основного вулканизма Армении.

А Л Ь П И Й С К И Й

Геосинклинальный

Раннегеосинклинальный	Верхнеюрско-нижнемеловой	Среднегеосинклинальный	
		Верхнемеловой-палеоценовый	
		Инверсионная	Плагиигранитовая Плагииграниты, кв. диориты, диориты Na-K Липаритовая Na-K липаритовые, реже липарито-дацитовые порфиры
		Собственно геосинклинальная	Габбровая Габбро, нориты, габбро-нориты, реже анортозиты, пироксениты, дуниты.
			Гипербазитовая Гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, дуниты.
			Базальт-андезитовая Базальтовые, андезитобазальтовые, андезитовые порфиры, реже спилиты.
		Инверсионная	Габбро-диорит-плагиигранодиоритовая Кв. диориты, плагиигранодиориты, Na-K граниты, реже гранодиориты, диориты, габбро - диориты габбро. Мелкие интрузивы Присеванской зоны. Продукты кислого вулканизма верхнего мела Прикуринской зоны и Таузского прогиба. Интрузивы Присеванского и Вединского поясов. Интрузивы Присеванского и Вединского поясов. Продукты верхнемелового основного вулканизма Таузского, Иджеванского, Вединского, Севано-Акеринского прогибов. Кохбский, Чочканский, Шахкашатский, Банушский интрузивы Алавердского антиклинория, Спитакский, Анкаванский (?) — интрузивы Шахуняцского антиклинория, Цавский массив Кафанского антиклинория.

А Л Ь П И Й С К И Й

Геоинклинальный

Раннегеосинклинальный

Верхнеюрско-нижне-меловой	Инверсионная	Плагиигранитовая	Плагииграниты, плагиигранит-и плагиигранодиорит-порфиры.	Ахпатский, Шулаверский (?), Чанахчинский (?), Лалварский интрузивы Алавердского антиклинория.
		Плагиилипаритовая (субвулканическая)	Кварцевые альбитофиры.	Субвулканические тела Алавердского и Кафанского антиклинориев.
Средне-предверхнеюрский	Собственно геосинклинальная	Базальт-андезитовая	Базальтовые, андезит-базальтовые, андезитовые, реже андезит-дацитовые порфиры.	Верхнеюрские и нижнемеловые вулканы основного и среднего составов Алавердского, Шамшадинского и Кафанского антиклинориев.
		Плагиигранитовая	Микропорфировидные плагииграниты, плагиигранит-порфиры, порфировидные плагииграниты, реже Na-K граниты.	Интрузивы Шамшадинского антиклинория.
	Инверсионная	Плагиилипаритовая	Кв. плагиипорфиры, реже кв. порфиры, кв. альбитофиры	Верхнебайосские кислые эффузивы Шамшадинского, Алавердского и Кафанского антиклинориев.
		Базальт-андезитовая	Базальтовые, андезит-базальтовые, андезитовые порфиры.	Среднеюрские вулканы основного и среднего составов Алавердского, Шамшадинского, Кафанского антиклинориев

БАЙКАЛЬСКО-КАЛЕДОНСКИЙ (?)	Геосинклинальный	—	—	—	Базальт-андезитовая	Базальтовые и андезитовые порфиры с прослоями туфогенно-осадочных пород.	Метаморфизованные вулканы верхнего девона-перми (?) Южно-Сюнникского антиклинория.	
					Инверсионная	Гранитогнейсовая	Кв. диориты, гранитогнейсы, гнейсовидные плагиограниты, реже гранодиориты, плагиогранодиориты, диориты.	Арзаканский и Агверанский (?) интрузивы Цахкуняцкого антиклинория, Малевский интрузив южной Армении.
						Плагиогранитовая	Лейкокотовые плагиограниты, реже плагиогранодиориты, плагиоклазиты.	Интрузивы Цахкуняцкого антиклинория.
						Собственно геосинклинальная	Гипербазитовая и габбровая	Сerpентиниты, габбро, габбро-амфиболиты, габбро-диабазы.
					Базальт-андезитовая		Диабазы и др. основные эффузивы в большинстве ныне метаморфизованные.	Рассланцованные эффузивы Цахкуняцкого антиклинория.

В интервале времени от среднего миоцена до конца нижнего плиоцена с незначительными перерывами происходит опускание, которое в среднем плиоцене сменяется общим поднятием в связи с мощными восходящими движениями, охватывающими весь Кавказ. По данным А. Т. Асланяна, опускание локализуется главным образом в пределах Прикуринского, Ереванского, особенно Приараксинского прогибов, в которых накапливаются мелководные песчано-глинистые и гипсоносно-соленосные отложения.

В продолжение рассматриваемого подэтапа вулканизм вновь проявляется в верхнем миоцене и достигает пароксизма в нижнем-среднем плиоцене. На значительной площади Армянского блока в верхнем миоцене в озерно-континентальных условиях накапливаются вулканогенно-обломочные породы и связанные с ними потоки, покровы, дайки (Вохчабердская свита и ее стратиграфические эквиваленты, возраст которых А. Т. Асланяном определяется как верхний миоцен, а А. А. Габриеляном — нижний-средний плиоцен).

В нижнем-среднем плиоцене вулканическая деятельность охватывает центральную часть Малого Кавказа и развивается в наземных условиях. Продукты ее слагают потоки, покровы и субвулканические тела.

Все эти вулканогенные породы, по составу отвечающие андезитам, андезито-дацитам, дацитам, реже андезито-базальтам, объединяются в андезит-дацитовую формацию.

Итак, в средне-орогенном подэтапе близко одновременно возникли трахилипаритовая и гранитовая (вернее граносиенитовая) и значительно позже — андезит-дацитовая формация.

В течение позднеорогенного подэтапа продолжается общее блоковое поднятие Малого Кавказа. На фоне общего воздымания в Приараксинской и Прикуринской зонах, а также на некоторых участках Армянского блока имеет место опускание с заполнением озерными, песчаноглинистыми, диатомитовыми и отчасти вулканическими отложениями.

В верхнем плиоцене на Армянском блоке тектонические движения носят резко выраженный дифференцированный характер, что приводит к новой вспышке интенсивной эффузивной деятельности, продукты которой образуют базальт-андезит-дацитовую формацию, слагающую крупные вулканы Армянского нагорья.

Позже в конце верхнего плиоцена и, возможно, в нижне-четвертичное время формируется липаритовая формация. Проявление кислого вулканизма приурочивается к тем участкам Армянского блока, которые испытывают наибольшее поднятие.

В четвертичное время в связи с неоднократными поднятиями Малого Кавказа имеет место многократное проявление вулканизма, отличающегося отчетливым ареальным характером. В ходе развития четвертичной вулканической деятельности в центральных частях Малого Кавказа образуются обширные покровы и потоки базальтовых, андезитовых и андезитовых лав, а также туфов и туфолавов, слагающих базальт-андезитовую формацию.

Таким образом, в позднеорогенном подэтапе последовательно формируются базальт-андезит-дацитовая, липаритовая, базальт-андезитовая формации.

В табл. 1 дана схема формирования магматических формаций Армянской ССР, составленная на основании вышеизложенного материала. Как видно, в предлагаемой схеме магматические формации распределены по трем мегаэтапам. Формации альпийского мегаэтапа сгруппированы по более мелким подразделениям — по этапам, подэтапам, тектономагматическим циклам и стадиям их развития. Согласно этой схеме ниже приводится характеристика магматических формаций.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ БАЙКАЛЬСКО-КАЛЕДОНСКОГО МЕГАЭТАПА

Трудно в достаточной мере судить о масштабе и особенностях проявления магматизма Байкальско-Каледонского мегаэтапа, что объясняется двумя причинами. Во-первых, невозможно точно определить петрографический состав и объем продуктов магматизма среди исходных пород метаморфического комплекса. Во-вторых, возраст последнего и содержащихся в нем магматических пород до сих пор является дискуссионным.

Принадлежность их к рассматриваемому мегаэтапу определяется условно на основе главным образом регионального сопоставления.

По радиологическим данным (А. А. Gabrielyan, Г. П. Багдасарян и др.³⁵), формирование метаморфического комплекса Шамшадина и Арзакана происходило в промежутке времени от верхнего карбона до средней юры (160—297 млн. лет). На основании тех же данных интрузивные породы относятся к мезозою (110—170 млн. лет). Только абсолютный возраст крупнозернистых плагиогранитов у с. Чкнах Апаранского района, по Г. Д. Афанасьеву¹³, составляет 235—255 млн. лет, что соответствует верхнепермскому возрасту.

Однако эти данные нельзя считать достоверными, ибо результаты определения абсолютного возраста древних пород искажаются наложенными процессами.

Если древний метаморфический комплекс в действительности окажется Байкальско-Каледонским, то, судя по петрографическому составу слагающих его пород, можно предположить о широком проявлении в отмеченном мегаэтапе основного вулканизма (С. И. Баласанян²⁴).

Анализ разрезов древних кристаллических массивов разных пунктов Малого Кавказа показывает, что в начале прогибания геосинклинальной зоны этого мегаэтапа возникли осадочные отложения, затем вулканогенно-осадочные, а в конце резко преобладали вулканогенные породы основного состава.

Следовательно, намечается усиление во времени основного вулканизма. Продукты его преимущественно метаморфизовались, превращаясь в амфиболиты и различные сланцы. На территории Армении они сохранились в Цахкуняцком антиклинории, где слагают верхние части метаморфического комплекса (по Р. А. Аракеляну⁹ они располагаются над свитой амфиболитов и роговообманковых сланцев).

Итак, имеющиеся данные позволяют предполагать, что в собственно геосинклинальную стадию развития Байкальско-Каледонского мегаэтапа происходил интенсивный вулканизм, приведший к образованию мощного комплекса вулканитов основного состава, составлявших вулканическую формацию базальтового происхождения (базальт-андезитовая формация).

Позже формировались гипербазитовая и габбровая формации. Исходя из схемы развития магматических формаций других тектоно-магматических циклов геосинклинального этапа не исключена возможность принадлежности основных интрузивных пород к самостоятельной габбровой формации.

Наличие плагиогранитовой формации позволяет считать вполне вероятным образование кислой плагиолипаритовой формации после габброидов в инверсионной стадии развития. Судя по истории развития других этапов, они могли образоваться в конце вулканического цикла, но в верхней части метаморфической толщи мы имеем только вулканиты основного состава, почему на данной стадии изученности вопрос о проявлении в Байкальско-Каледонском мегаэтапе кислого вулканизма пока следует считать открытым.

В инверсионную стадию внедрились гранитоидные интрузивы, слагающие гранитогнейсовую и плагиогранитовую формации. Возраст этих гранитоидов является дискуссионным. Все они определенно имеют доверхнемеловой возраст, что доказывается наличием их галек в основании верхнемеловых образований. Кроме того, гальки Малевского интрузи-

ва имеются в базальных конгломератах верхнего девона (А. И. Адамян⁵).

Большинство геологов относит гранитоиды к докембрию-нижнему палеозою. По радиологическим определениям они формировались в интервале от середины юры до низов верхнего мела (Г. П. Багдасарян¹⁵).

Из-за отсутствия веских геологических данных возраст древних интрузивов определяется на основании регионального сопоставления. При сравнении петрохимических и минералогических признаков древние гранитоиды Армении обнаруживают большое сходство с нижнепалеозойскими интрузивами Северо-Кавказской складчатой зоны и Главного Кавказского хребта (С. И. Баласанян¹⁸).

На основании большого сходства рассматриваемых гранитоидов с достоверными мезозойскими интрузивами Сомехто-Карабахской зоны еще в 1957 г. мы высказали предположение о возможном их мезозойском возрасте.

Однако мы не приписывали им этого возраста, учитывая то обстоятельство, что в зависимости от различия геотектонической обстановки в одних и тех же интервалах геологического времени в разных частях земной коры могут возникнуть различные по петрогеохимическим особенностям магматические породы.

На данной стадии изученности ни региональное сопоставление, ни радиологическое определение не могут решить вопроса возраста древних интрузивов Армении.

Тем не менее, имеющиеся данные свидетельствуют о том, что они должны иметь близкий к метаморфическому комплексу возраст. Прежде всего гранитоиды локализованы исключительно в пределах метаморфических пород. Некоторые из них (гранитогнейсы) четко не отграничиваются от вмещающих метаморфических пород и с ними дают постепенные переходы. Совместно с вмещающими породами они нередко метаморфизованы и подвержены разным изменениям. В более молодых кислых интрузивах подобных изменений не наблюдается. Наличие решетчатого микроклина и другие минералогические и петрохимические признаки скорее всего указывают на их древний возраст.

Наконец, трудно предположить отсутствие гранитоидных формаций в рассматриваемом мегаэтапе, отличавшемся резко выраженными геосинклинальными условиями развития.

Возрастное соотношение пород обеих формаций гранитоидного происхождения точно не выяснено. Исходя из анализа эволюции вещественного состава магматических формаций других этапов условно можно считать, что сначала

формировалась плагиогранитовая формация, затем гранито-гнейсовая, отличающаяся от первой повышенной щелочностью.

К последней формации условно отнесены также кварцевые диориты Агверанского интрузива. Но северо-восточнее сел. Агверан на вершине бугорка нами установлен факт прорыва кварцевых диоритов породами плагиогранитового состава (С. И. Баласанян²⁴). Подобное соотношение этих типов пород К. Н. Паффенгольцем отмечено выше сел. Агверан.

По-видимому, незначительное тело плагиогранитов внутри Агверанского массива относится к дополнительным интрузивам и не связано с породами плагиогранитовой формации.

Из изложенного вытекает, что магматические формации Байкальско-Каледонского мегаэтапа выделяются условно. Предполагается следующий порядок их формирования: базальт-андезитовая, гипербазитовая, габбровая, плагиогранитовая, гранито-гнейсовая.

Базальт-андезитовая формация

Породы рассматриваемой формации сохранились в пределах Цахкуняцкого антиклинория, где представлены слабо метаморфизованными диабазовыми, андезито-базальтовыми, андезитовыми порфиритами и их пирокластами.

Породы лавовой фации темные, зеленовато-серые. Для них ассоциация минералов вкрапленников — плагиоклаз, клинопироксен, реже ромбический пироксен, роговая обманка. Плагиоклаз по составу отвечает лабрадору, реже андезину. Обычно он хлоритизирован и карбонатизирован. Клинопироксен проявляет буроватый оттенок и иногда по свойствам близок к титансодержащим авгитам. Роговая обманка представлена бурой и зеленой разновидностями. Все цветные минералы часто разложены и замещены хлоритом.

Основная масса складывается из микролитов плагиоклаза, многочисленных мелких зерен черного рудного минерала и большого количества вторичных минералов, в частности, хлорита и карбоната.

Среди пирокластов преобладают туфы, которые, по данным В. Н. Котляра⁴⁹, состоят из мелких обломков пород лавовой фации, вышеперечисленных минералов, реже осколков кварца и вторичных образований. Туфы обычно подвержены эпидотизации и амфиболитизации.

Иногда встречаются дайкообразные тела интенсивно измененных диабазовых порфиритов. В них вкрапленники поч-

ти нацело замещены псевдоморфным агрегатом вторичных образований. Плагиоклаз превращен в тонкозернистый карбонат-серицитовый агрегат, а цветные минералы хлоритизированы и карбонатизированы. Основная масса также сильно изменена и замещена вторичными минералами, среди которых доминируют хлорит, карбонат. Изредка наблюдаются бесформенные реликты плагиоклаза.

В табл. 2 приведены имеющиеся в литературе химические анализы диабазовых и андезитово-базальтовых порфиров базальт-андезитовой формации. В сравнении со средними типами Дэли они характеризуются повышенным содержанием глинозема, но пониженным — окислов железа, магния и кальция.

Однако эти породы интенсивно изменены под воздействием гранитоидов и отмеченные признаки вряд ли характеризуют их истинную петрохимическую специфику. Наоборот, судя по петрографическому составу они отличаются обогащенностью фемическими элементами.

Гипербазитовая и габбровая формации

Эти формации, вероятно, возникли в собственно геосинклинальную стадию развития Байкальского-Каледонского мегаэтапа. Более ранней из них является гипербазитовая, сложенная серпентинитами, сохранившимися в виде незначительных выходов в районе г. Дамлик Цахкуняцкого хребта и в верховье р. Агверан.

По описанию В. Н. Котляра⁴⁹, серпентиниты — обычно рассланцованные черно-зеленоватые породы, состоящие из

Таблица 2*

Химические анализы пород базальт-андезитовой формации
Байкальско-Каледонского мегаэтапа

Окислы	1	2	Среднее из 2 анализов	Числа За- варицкого	1	2	Среднее из 2 анализов
SiO ₂	53,38	48,73	51,05	a	9,4	10,4	10,19
TiO ₂	0,61	0,72	0,66	c	8,8	9,6	9,51
Al ₂ O ₃	18,75	22,77	20,70	b	15,9	19,4	17,30
Fe ₂ O ₃	3,35	4,88	4,12	s	65,9	60,6	63,00
FeO	5,40	2,39	3,89	a'	—	17,5	6,93
MnO	0,08	0,03	0,05	f'	54,6	35,4	45,88
MgO	3,78	5,00	4,39	m'	43,5	47,1	47,19
CaO	6,98	7,28	7,13	c'	1,9	—	—
Na ₂ O	3,24	2,95	3,09	n	81,2	67,6	73,53
K ₂ O	1,15	2,23	1,69				

* Во всех подобных таблицах окислы петрогенных элементов приводятся в объемных %.

преобладающего серпентина, хлорита, талька, магнетита, редко актинолита, реликтов оливина, клинопироксена.

Породы габбровой формации имеют сравнительно широкое поле распространения в пределах метаморфического комплекса Цахкуняцкого хребта. Они образуют мелкие штокообразные и дайкообразные тела, прорывающие метаморфические сланцы. Среди них выделяются габбро, габбро-амфиболиты, габбро-диабазы. Это темные, темно-зеленоватые массивной, сланцеватой и полосчатой текстуры породы, состоящие из основного плагиоклаза, клинопироксена, амфибола, магнетита, сфена, апатита. Очень много вторичных минералов — хлорита, цоизита, эпидота и др.

Между с.с. Арзакан и Агверан, а также в районе с. Курубогаз встречаются также черно-зеленые среднезернистые породы, состоящие из роговой обманки, лабрадора, магнетита, сфена, апатита и вторичных продуктов. Преобладающим компонентом является роговая обманка (примерно 70—80%), подчиненное место занимает основной плагиоклаз. Эти породы, по-видимому, представляют измененные габбро-перидотиты.

Данные табл. 3 показывают, что средний химический состав пород габбровой формации отличается от среднего габбро по Дэли повышенной величиной чисел a , s , но пониженной — чисел c , b . В частности, обращает на себя внимание значительная щелочность этих пород.

Таблица 3

Средний химический состав и результаты количественного спектрального анализа пород габбровой формации Байкальско-Каледонского мегаэстапа

Окислы	Среднее из 4 анал.	Числа Заварицкого	Среднее из 4 анал.	№ проб микроэл.	33/66
SiO ₂	49,55	a	12,1	Cr	1,7·10 ⁻¹
TiO ₂	1,55	c	5,1	Ti	5·10 ⁻¹
Al ₂ O ₃	16,54	b	23,2	V	1,6·10 ⁻²
Fe ₂ O ₃	3,37	s	59,6	Ni	1,4·10 ⁻²
FeO	5,27	a'	—	Co	3,4·10 ⁻³
MnO	0,11	f'	36,0	Mo	1·10 ⁻⁴
MgO	5,34	m'	40,7	Sn	7,5·10 ⁻⁴
CaO	8,47	c'	23,3	Cu	1,5·10 ⁻²
Na ₂ O	4,23	n	79,0	Zn	6,6·10 ⁻³
K ₂ O	1,73	—	—	Pb	4,3·10 ⁻⁴
ppn	3,42	—	—	Ga	3,8·10 ⁻³
H ₂ O	0,14	—	—	Zr	7·10 ⁻³

Породы габбровой формации характеризуются выше-кларковыми содержаниями меди, галлия, хрома (почти в 6 раз), олова, кларковыми — молибдена и нижекларковыми —

никеля, кобальта, цинка, ванадия, титана, свинца, циркония*.

Как видно, габброиды обнаруживают некоторые петрохимические и геохимические признаки, которые не характерны для подобных пород. В частности, к ним относятся повышенная щелочность, высокое содержание олова, но низкое — элементов группы железа.

Все это объясняется тем, что они подвергались воздействию магмы гранитоидных формаций. Следовательно, указанные особенности вовсе не характеризуют их петрогеохимическую специфику.

Плагиигранитовая формация

Указанная формация сложена в основном плагиигранитами, приуроченными к метаморфическому комплексу Цахкуняцкого антиклинория. Они представлены многочисленными неправильными и пластообразными телами крайне различных размеров. Часто встречаются также мелкие жилы, принадлежащие к нескольким генерациям. В районе Анкаванского месторождения они секут пластовые тела плагиигранитов, являясь тем самым более молодыми по отношению к последним.

Вообще пластовые тела плагиигранитов, по-видимому, являются наиболее ранними, так как они часто рассланцованы и иногда вместе с метаморфическими сланцами смяты в микроскладки (С. И. Баласанян²⁴).

В связи с внедрением плагиигранитов происходили процессы гранитизации и мигматизации. В ареалах воздействия их вмещающие метаморфические сланцы нередко превращены в породы, близкие по составу к плагиигранитам. Ксенолиты метаморфических сланцев, сохранившиеся в сравнительно крупных интрузивных телах плагиигранитов, также подвержены интенсивной гранитизации.

Плагииграниты в той или иной степени катаклазированы, редко отчасти рассланцованные породы. Интенсивная катаклазированность и частая рассланцованность особенно свойственна интрузивам района с.с. Курубгаз и Лусагюх.

Плагииграниты лейкократовые беловато-серые, мелко-, иногда средне- и крупнозернистые породы. Они равномерно-зернистые, хотя встречаются и порфировидные разновидности.

* Приведенные в настоящей работе данные количественных спектральных анализов сопоставляются с кларковыми содержаниями элементов главных типов пород выведенными А. П. Виноградовым³².

ности. Структура гиподиоморфнозернистая. В порфировидных разностях в аллотриоморфнозернистой кварц-полевошпатовой массе выделяются крупные кристаллы плагиоклаза.

К характерным минералам рассматриваемых пород относятся плагиоклаз, кварц, роговая обманка; редко присутствуют биотит, мусковит.

Из аксессуаров наиболее типичен апатит, содержание которого увеличивается с возрастанием количества цветных минералов. Встречаются также циркон, реже ортит.

При уменьшении содержания кварца плагиограниты сменяются гибридными плагиогранодиоритами* и кв. диоритами, отличающимися повышенным содержанием роговой обманки (до 10, реже 20%). Подобные породы чаще всего наблюдаются в интрузивах района Анкаван и с. Лусагюх.

В плагиогранитных интрузивах встречаются плагиогранодиориты и плагиоклазиты, которые не обнаруживают видимой связи с процессами ассимиляции и отличаются почти полным отсутствием цветных минералов.

Во всех типах пород плагиоклаз количественно резко преобладает. Состав его варьирует от альбита до олигоклаза в плагиогранитах и от олигоклаза до кислого андезина в гибридных разновидностях.

Однако состав плагиоклаза в породах различной кислотности в ряде случаев остается без существенного изменения, что является следствием натрового метасоматоза.

Плагиоклаз преимущественно зональный, большинство зерен в центре интенсивно серицитизировано. По периферии кристаллов наблюдается слабо выраженная микроклинизация.

Вторым основным компонентом является кварц, развитый по интерстициям. Он катаклазирован и обнаруживает волнистое угасание. Цветные минералы обычно нацело хлоритизированы и неравномерно эпидотизированы, часто включают кристаллики аксессуарных минералов. Жильная фаза проявлена в связи с плагиогранитами весьма слабо. В более или менее крупных интрузивных телах встречаются редчайшие маломощные жилы плагиоаплитов, отличающихся от вмещающих материнских пород отсутствием цветных минералов, меньшей основностью плагиоклаза и повышенным содержанием кварца.

* Плагиогранодиоритами называются породы, которые по кислотности соответствуют гранодиоритам, но отличаются полным отсутствием или ничтожным содержанием калиевого полевого шпата. Они широко развиты особенно в мезозойских гранитоидных формациях.

Таблица 4

Средний химический состав пород плагиигранитовой формации
Байкальско-Каледонского мегаэстапа

Окислы	Среднее из 7 анализов	Числа За- варницкого	Среднее из 7 анализов
SiO ₂	70,50	a	11,24
TiO ₂	0,27	c	3,00
Al ₂ O ₃	15,79	b	8,76
Fe ₂ O ₃	1,89	s	77,00
FeO	1,54	a'	34,33
MnO	0,06	f'	39,55
MgO	1,44	m'	26,12
CaO	2,57	c'	—
Na ₂ O	4,58	n	86,0
K ₂ O	1,09		
nnn	0,73		
H ₂ O	0,07		

Как вытекает из табл. 4, породы плагиигранитовой формации отличаются общей пониженной щелочностью, отчетливым натриевым характером, повышенной кислотностью. Содержание кремнезема достигает 75,56%, но нередко понижается до 65,45% и тогда породы близко подходят к плагиигранодиоритам. Количество окиси калия колеблется от 0,54 до 1,38%, а окиси натрия — от 3,24 до 5,90%.

Результаты количественного спектрального анализа (табл. 5) показывают, что элементы группы железа обнаруживают разное поведение, хотя многие из них чаще всего превышают кларк: так, хром, титан, ванадий присутствуют в повышенных против кларка содержаниях и только реже ниже кларка. Наоборот, кобальт обычно встречается в нижекларковых, а никель — в выше-, нижекларковых, реже кларковых содержаниях.

Остальные элементы, в том числе и редкометалльные, как правило, присутствуют ниже кларка и редко превышают кларк. Такое же поведение обнаруживают цветные металлы. При сравнении среднего содержания микроэлементов (последняя графа табл. 5) с их кларками в кислых породах выявляется та же картина. Исключение составляют молибден, кадмий, никель и кобальт, среднее содержание первых трех микроэлементов выше кларка, а кобальта — соответствует кларку.

Таблица 5

Результаты количественного спектрального анализа пород
плагногранитовой формации Байкальско-Каледонского (?)
мегаэтапа

№№ проб мик- роэл.	75/Б	134/Б	155/Б	167/Б	169/Б	364/Б	Среднее из 6 анал.
Cr	$3,9 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-1}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-2}$
Ti	$4,5 \cdot 10^{-1}$	$3,1 \cdot 10^{-1}$	$5,6 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$5,2 \cdot 10^{-1}$	$3,5 \cdot 10^{-1}$
V	$2,9 \cdot 10^{-2}$	$4,3 \cdot 10^{-2}$	$5,6 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$
Ni	$8,4 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$8,3 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
Co	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-4}$
Mo	$5,9 \cdot 10^{-5}$	$3,4 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$5,3 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$7,4 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-4}$
Sn	—	—	$1,2 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$0,4 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	$5,8 \cdot 10^{-5}$	—	$4,3 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$5,5 \cdot 10^{-5}$	$3,1 \cdot 10^{-5}$
Cu	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
Zn	$2,0 \cdot 10^{-3}$	—	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$
Pb	—	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$4,1 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-4}$	$5,85 \cdot 10^{-4}$
Ge	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$
Ga	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$24,2 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$0,0 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
In	—	—	—	—	—	—	—
Zr	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$8,6 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$7,2 \cdot 10^{-4}$	$8,4 \cdot 10^{-4}$	$7,8 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$
Cd	$3,1 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$
Nb	—	—	$6,2 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$
Be	—	—	—	—	—	—	—

75/Б—в 3,2 км к юго-востоку от с. Лусагох; 134/Б—в 1 км к западу от с. Мармарик; 155/Б—в 1 км к северо-западу от Анкавана; 167/Б—в 2,5 км к северо-западу от Анкавана; 169/Б—южнее отм. 2472; 364/Б—северо-запад. с. Агверан. Все образцы представлены плагногранитами.

Гранитогнейсовая формация

В состав данной формации входят Арзаканский и Агверанский интрузивы Цахкуняцкого антиклинория и Малевский интрузив Южной Армении.

Арзаканский интрузив сложен гранитогнейсами, которые четко не отграничиваются от вмещающих метаморфических пород. В связи с его внедрением имело место широкое проявление гранитизации и мигматизации.

В ареалах воздействия интрузива сланцы интенсивно изменены и преобразованы в гранитоподобные породы, гнейсы и кварциты. Хорошо прослеживается образование гранито-гнейсов и за счет мраморов (С. И. Баласанян²³).

Интенсивной гранитизации подвергнуты особенно мел-

кие ксенолиты метаморфических сланцев, которые местами превращены в породы, мало отличающиеся от гранитогнейсов.

Породы центральной части Арзаканского интрузива представлены средне- и крупнозернистыми серо-розовыми гнейсовидными гранитами и гранодиоритами, минеральный состав которых определяется присутствием кислого плагиоклаза, решетчатого микроклина, кварца, биотита, мусковита. На этот устойчивый парагенезис накладываются процессы серицитизации, каолинизации, хлоритизации, эпидотизации. Породы характеризуются почти полным отсутствием реакционности между калиевым полевым шпатом и плагиоклазом, т. е. они равновесны. Акцессории: черный рудный минерал, апатит, циркон, реже ортит.

Плагиоклаз в большинстве преобладает над микроклином, и породы по составу нередко приближаются к плагиогранитам и плагиогранодиоритам. Однако в разных местах, в частности, в Апаранских выходах встречаются также равнозернистые разновидности, обогащенные решетчатым микроклином. Они имеют состав гранитов. В них содержание микроклина иногда достигает 65—70%.

В направлении с центра к периферии Арзаканского интрузива породы становятся мелкозернистыми и сменяются гнейсами. У таких разностей гнейсовая структура проявляется отчетливо. В них пороодообразующие минералы (особенно кварц и слюды) обособляются, образуя вытянутые полосы.

Рассматриваемые породы сильно катаклазированы и местами милонитизированы. Крупные зерна полевых шпатов разбиты трещинами, линии спайности их нередко изогнуты, двойниковые швы плагиоклаза искривлены, чешуйки слюд собраны в микроскладки. Все минералы проявляют резко выраженное волнистое угасание. Местами порода превращена в тонкоперетертый материал.

Малевский интрузив впервые выявлен А. И. Адамяном в низовьях одноименной реки. Слагающие его породы представлены гнейсовидными плагиогранитами в центральной части тела и плагиогранодиоритами в эндоконтактах.

Первые лейжократовые среднезернистые породы, состоящие из резко преобладающего кислого плагиоклаза, кварца, подчиненного калиевого полевого шпата, биотита и акцессорных минералов — магнетита, апатита, реже циркона. Калиевый полевой шпат представлен микроклином с неотчетливой решетчатой структурой. Кварц обычно катаклазирован.

В породах эндоконтактовой зоны возрастает основность

плагиоклаза, в значительном количестве появляются грязно-зеленая роговая обманка, иногда клинопироксен, увеличиваются количество и размеры зерен апатита.

К рассматриваемой формации совершенно условно отнесен также Агверанский интрузив, который в районе одноименного селения прорывает и изменяет метаморфические сланцы. Он сложен катаклазированными мелко- и среднезернистыми роговообманковыми кварцевыми диоритами, постепенно сменяющимися в эндоконтактах диоритами. Редко встречаются гранодиориты, содержащие в значительном количестве решетчатый микроклин и биотит. В апикальной части интрузива местами кварцевые диориты под воздействием натрового метасоматоза преобразованы в альбититы.

Породы Агверанского интрузива сходны с нижнемеловыми кв. диоритами Сомхето-Карабахской зоны, но от них отличаются сильной катаклазированнойностью, слабо выраженным натриевым метасоматозом, наличием решетчатого микроклина, отсутствием характерных для нижнемеловых кв. диоритов некоторых типов жильных пород.

Породы жильной фазы формаций представлены аляскитами, аплитами, пегматитами, микродиоритами, кв. диорит-порфиритами. Первые из них связаны с гранитогнейсами, а остальные — с кварцевыми диоритами.

Аляскиты — рассланцованные совершенно лейкократовые породы. Они образуют довольно крупные дайки протяженностью до 0,2 км. Среди них различаются мелкозернистая равномернозернистая и микропорфировидная разновидности. Обе они состоят из кварца, решетчатого микроклина, небольшого количества альбита, единичных пластинок мусковита. Во второй разновидности вкрапленники принадлежат микроклину.

Аплиты представлены мелкими жилами, сложенными либо мелкозернистой равномернозернистой, либо микропорфировидной разновидностями. Их минеральный состав: плагиоклаз (олигоклаз, альбит-олигоклаз), решетчатый микроклин, роговая обманка, биотит. Аксессуары — магнетит, апатит, циркон. В микропорфировидной разновидности вкрапленники представлены плагиоклазом, реже микроклином. Первая разновидность отличается повышенным содержанием микроклина и отсутствием амфибола.

Пегматиты также образуют мелкие жилы и встречаются весьма редко. Они состоят из крупных зерен микроклина, кварца, реже плагиоклаза (альбит, альбит-олигоклаз).

Микродиориты и кв. диорит-порфириты представлены дайками, подверженными постмагматическим изменениям. В

них цветные минералы хлоритизированы, а плагиоклаз альбитизирован.

Из табл. 6 видно, что породы гранитогнейсовой формации характеризуются повышенной кислотностью, пересыщенностью глиноземом и натриевой щелочностью. Гранитогнейсы отличаются от пород плагиогранитовой формации повышенным содержанием калия. Тем не менее они содержат меньше калия по сравнению с гранитами, чем и объясняется их общая пониженная щелочность.

Таблица 6

Средние химические составы пород гранитогнейсовой формации
Байкальско-Каледонского мегаэтапа

Окислы	Кв. диориты (3 анал.)	Гранито-гнейсы (3 анал.)	Числа Заварицкого	Кв. диориты (3 анал.)	Гранито-гнейсы (3 анал.)
SiO ₂	63,97	73,12		12,03	10,3
TiO ₂	0,60	0,30	a	4,22	2,1
Al ₂ O ₃	15,57	13,34	b	9,54	7,0
Fe ₂ O ₃	1,69	0,99	c	74,21	80,6
FeO	2,17	1,82	s	7,25	34,0
MnO	0,06	0,03	a'	44,20	35,0
MgO	2,70	1,34	f'	48,55	31,0
CaO	3,36	1,85	m'	—	—
Na ₂ O	4,17	3,16	e'	78,16	64,5
K ₂ O	1,78	2,60	n		
nnn	3,18	1,49			
H ₂ O	0,30	0,21			

В таблицах 7, 8, 9 приводятся результаты количественного спектрального анализа пород гранитогнейсовой формации.

Геохимическая особенность гранитогнейсов (табл. 7) заключается в повышенном по сравнению с кларковым содержании титана, ванадия, олова, серебра, но пониженном — хрома, кобальта, молибдена, германия, галлия, циркония, цинка, свинца. Реже кобальт присутствует в пределах вышекларкового, ванадий — нижекларкового содержания. Медь и никель одинаково встречаются как в вышекларковых, так и нижекларковых содержаниях.

В указанных породах не обнаружено висмута, сурьмы, индия, а такие элементы как кадмий, ниобий, бериллий, установлены по одной пробе.

При сопоставлении среднего содержания микроэлементов (последняя графа табл. 7) с их кларками выявляется та же картина. Исключение составляют хром, никель, кобальт и медь, среднее содержание которых выше кларка.

Поведение большинства микроэлементов гранитоидейсов и связанных с ними жильных пород (табл. 8) весьма сходно. К ним, в частности относятся ванадий, серебро, кобальт, молибден, цирконий и цветные металлы. Однако никель присутствует ниже кларка, а титан — в кларковых и нижекларковых содержаниях. Кроме того, в жильных породах не обнаружено хрома, олова, германия, кадмия, ниобия, бериллия и др.

По поведению многих микроэлементов (ванадий, серебро, хром, кобальт, никель, молибден, олово, цинк, галлий, цирконий, кадмий) кварцевые диориты (табл. 9) сходны с гранитоидеями. В них также не установлены висмут, сурьма, индий. Но в кварцевых диоритах медь чаще всего превышает кларк, а свинец встречается в вышекларковых, кларковых и нижекларковых содержаниях. В дайке диабаза (табл. 9, проба 346^{1/Б}) молибден, серебро, свинец превышают кларк, а остальные микроэлементы присутствуют ниже кларка.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ГЕРЦИНСКОГО МЕГАЭТАПА

Судя по имеющимся данным, магматизм в герцинском мегаэтапе проявился слабо. К этому мегаэтапу предположительно относятся слабо метаморфизованные основные вулканические породы южно-сюникского антиклинория, выделенные в базальт-андезитовую формацию.

Возраст их до последнего времени определялся как верхний девон-пермь. Однако в настоящее время некоторые исследователи (А. А. Белов, О. П. Гуюмджян и др.) приписывают им более молодой возраст. По О. П. Гуюмджяну³⁹, они относятся к среднему эоцену.

Базальт-андезитовая формация сложена базальтовыми и андезитовыми порфиритами с прослоями туфогенно-осадочных пород. По описанию С. С. Мкртчяна⁶⁶, эти вулканиды зеленовато-серые порфировой структуры породы, микролитовая и интерсертальная основная масса которых состоит из лейст андезина, стекла, хлорита, серицита, эпидота, магнетита. Вкрапленники представлены измененными таблитчатыми кристаллами плагиоклаза андезин-лабрадорового ряда.

Местами эти породы зеленовато-черные с вкрапленниками лабрадора, обыкновенной роговой обманки, реже пироксена и биотита. Нередко они связаны с амфиболовыми сланцами (С. С. Мкртчян)⁶⁶.

Результаты количественного спектрального анализа пород гранитогнейсовой формации Байкальско-Каледонского (?) мегаэстапа

№№ проб микро-элемента	463/Б	459/Б	409/Б	419/Б	431/Б	62/Б	443/Б	109/57	112/57	Средние из 9 анализов
Cr	$8,0 \cdot 10^{-4}$	—	$5,4 \cdot 10^{-2}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$
Ti	$4,0 \cdot 10^{-1}$	$7,4 \cdot 10^{-2}$	$2,8 \cdot 10^{-1}$	$3,1 \cdot 10^{-1}$	$3,9 \cdot 10^{-1}$	$1,4 \cdot 10^{-1}$	$2,7 \cdot 10^{-1}$	$4,5 \cdot 10^{-1}$	$2,7 \cdot 10^{-1}$	$2,9 \cdot 10^{-1}$
V	$9,3 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$8,4 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$6,1 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$
Ni	$8,8 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$7,2 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$8,7 \cdot 10^{-4}$	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$
Co	$3,4 \cdot 10^{-4}$	—	$3,7 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$7,6 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$6,3 \cdot 10^{-4}$
Mo	$5,9 \cdot 10^{-5}$	—	$8,4 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	—	—	$6,4 \cdot 10^{-5}$	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$4,1 \cdot 10^{-5}$
Sn	$1,6 \cdot 10^{-4}$	—	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1,7 \cdot 10^{-4}$	—	$6,5 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	$5,0 \cdot 10^{-5}$	—	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-5}$	$5,3 \cdot 10^{-5}$	—	—	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$5,4 \cdot 10^{-5}$	$4,9 \cdot 10^{-5}$
Cu	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$7,8 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-4}$	$6,7 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-2}$	$7,6 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$
Zn	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	—	$6,0 \cdot 10^{-3}$	—	$2,2 \cdot 10^{-3}$	—	$4,0 \cdot 10^{-3}$	—	$2,7 \cdot 10^{-3}$
Pb	$9,8 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$7,2 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^{-4}$	—	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$9,9 \cdot 10^{-4}$
Ge	—	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$
Ga	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	—	$3,2 \cdot 10^{-3}$	—	—	$1,1 \cdot 10^{-3}$
In	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$9,5 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$9,3 \cdot 10^{-4}$
Cd	$3,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—	—	—	—	$3,3 \cdot 10^{-5}$
Nb	—	—	—	—	—	—	—	$5,1 \cdot 10^{-4}$	—	$5,7 \cdot 10^{-5}$
Be	—	—	—	—	—	—	$1,0 \cdot 10^{-3}$	—	—	$1,1 \cdot 10^{-4}$

Образцы 463/Б, 459/Б, 409/Б, 419/Б, 431/Б, 62/Б, 443/Б—гранитогнейсы Цаххуняцского антиклинария, 463/Б—сев. с. Бжни; 459/Б—у с. Бжни; 409/Б—восточ. с. Арзакан; 419/Б—в 2 км к северо-востоку от с. Арзакан; 431/Б—в 3,5 км к северо-востоку от с. Арзакан; 62/Б—в 2 км к востоку от с. Лусагюх; 443/Б—в 3,3 км. к СВ от с. Арзакан. Образцы 109/57, 112/57—гнейсовидные плагиограниты Малевского интрузива.

Таблица 8

Результаты количественного спектрального анализа жильных пород,
связанных с гранитогнейсами

№№ проб микр. розл.	459 ¹ /Б	485 ¹ /Б	Среднее из 2 ана- лиз	№№ проб микр. розл.	459 ¹ /Б	485 ¹ /Б	Среднее из 2 ана- лиз
Cr	—	—	—	Cu	$8,2 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$
Ti	$2,4 \cdot 10^{-1}$	$8,6 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-1}$	Zn	$2,0 \cdot 10^{-3}$	—	$1,0 \cdot 10^{-3}$
V	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	Pb	$5,8 \cdot 10^{-4}$	—	$2,9 \cdot 10^{-4}$
Ni	$5,2 \cdot 10^{-4}$	—	$2,6 \cdot 10^{-4}$	Ge	—	—	—
Co	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	$0,5 \cdot 10^{-4}$	Ga	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$
Mo	—	$5,7 \cdot 10^{-5}$	$2,85 \cdot 10^{-5}$	In	—	—	—
Sn	—	—	—	Zr	—	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	—	—	Cd	—	—	—
Sb	—	—	—	Nb	—	—	—
Ag	—	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-5}$	Be	—	—	—

459¹/Б—алекситовая жила северо-западнее с. Бжни;

485¹/Б—аплит, северо-западнее с. Арзакан.

Таблица 9

Результаты количественного спектрального анализа пород
Агверанского интрузива

№№ проб микр. розл.	372/Б	379/Б	348/Б	349/Б	361/Б	346 ¹ /Б	Среднее из 6 ан.
Cr	—	$4,6 \cdot 10^{-3}$	—	$4,0 \cdot 10^{-3}$	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$
Ti	$3,6 \cdot 10^{-1}$	$1,9 \cdot 10^{-1}$	$5,2 \cdot 10^{-1}$	$4,7 \cdot 10^{-1}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	$3,9 \cdot 10^{-1}$	$3,3 \cdot 10^{-1}$
V	$5,8 \cdot 10^{-2}$	$3,7 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$
Ni	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$7,1 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$5,3 \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$
Co	$4,8 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$7,4 \cdot 10^{-4}$
Mo	$8,5 \cdot 10^{-5}$	$5,3 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$7,5 \cdot 10^{-5}$	—	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$9,7 \cdot 10^{-5}$
Sn	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-5}$
Bi	—	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	—	$6,2 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$5,2 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$	$3,1 \cdot 10^{-5}$
Cu	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$3,9 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$5,1 \cdot 10^{-3}$
Zn	—	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$3,15 \cdot 10^{-3}$
Pb	$7,8 \cdot 10^{-4}$	—	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$5,3 \cdot 10^{-4}$	—	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$
Ge	—	—	—	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	$1,7 \cdot 10^{-5}$
Ga	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$8,2 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$9,5 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
In	—	—	—	—	—	—	—
Zr	$7,8 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$8,2 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$
Cd	—	$3,1 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	$5,2 \cdot 10^{-5}$
Nb	—	—	—	—	—	—	—
Be	—	—	—	—	—	—	—

372/Б—плагиогранодиорит, северо-восточнее с. Агверан; 379/Б—кварц содержащий диорит, в 1,5 км к СВ от с. Агверан; 348/Б—более крупнозерн. кв. диорит, в 0,7 км к СВ от с. Агверан; 349/Б—диорит, восточнее с. Агверан; 361/Б—кв. диорит, в 1,2 км к ЮВ от с. Агверан; 346¹/Б—дайка диабаз, северо-восточнее с. Агверан.

Основная масса базальтовых и андезитовых порфиров подвержена хлоритизации, серицитизации и эпидотизации.

Туфобрекчии состоят из разложенных обломков базальтовых и андезитовых порфиров, сцементированных туфом. Туфы — зеленовато-серые породы, состоящие из обломков зерен плагиоклаза, хлорита, кварца, сцементированных глинистым веществом.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ АЛЬПИЙСКОГО МЕГАЭТАПА

А. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА

1. РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Раннегеосинклинальный подэтап характеризуется интенсивным прогибанием Северо-Восточного блока Малого Кавказа и установлением на нем эвгеосинклинального режима. В конце он испытывает геоантиклинальное поднятие, что приводит к ликвидации геосинклинального режима.

Раннегеосинклинальный подэтап подразделяется на два тектоно-магматических цикла: средне-предверхнеюрский и верхнеюрский-нижнемеловой. В течение этих циклов в тесной связи с общим ходом тектонических движений происходили энергичные вулканические и плутонические процессы, продукты которых в настоящее время обнажаются главным образом в Сомхето-Карабахской зоне.

ФОРМАЦИИ СРЕДНЕ-ПРЕДВЕРХНЕЮРСКОГО ЦИКЛА

Начало средне-предверхнеюрского тектоно-магматического цикла знаменуется глубоким прогибанием единой Сомхето-Карабахской эвгеосинклинальной зоны, сопровождающимся интенсивным проявлением основного вулканизма, продукты которого образуют базальт-андезитовую формацию. Последняя совместно с тесно ассоциирующимися с ней осадочными отложениями трансгрессивно залегает на Байкальско-Каледонском субстрате.

Широкое распространение пород базальт-андезитовой формации и их большое сходство из различных районов Сомхето-Карабахской зоны позволяет предположить, что в период ее максимального прогибания возникли глубинные разломы значительной протяженности, служившие путями для поднятия основной магмы.

На значительной площади Сомхето-Карабахской зоны (Шамшадинский, отчасти Алавердский и Кафанский антиклинории) в верхнем байосе происходит излияние кварцевых плагиопорфиров, которые совместно с сопутствующими им субвулканическими телами составляют плагиолипаритовую формацию.

На северо-западе Сомхето-Карабахской зоны в ареалах наибольшего развития вулканитов этой формации перед верхней юрой вулканическая деятельность сменяется интрузивной в связи с предкелловейской фазой складчатости. В это время образуется плагиогранитовая формация.

Ряд исследователей, основываясь на радиологических данных, к плагиогранитовой формации рассматриваемого тектоно-магматического цикла относит интрузивы плагиогранитов Цахкуняцкого антиклинория (Р. Т. Джрбашян, Б. М. Меликсетян, Р. Л. Мелконян)⁴⁰. Но имеющиеся данные отнюдь не говорят в пользу их принадлежности к среднеюрской плагиогранитовой формации.

Во-первых, в продолжение средне-предверхнеюрского тектоно-магматического цикла и всего раннегеосинклинального подэтапа Сомхето-Карабахская зона и территория Цахкуняцкого антиклинория друг от друга резко отличались по истории геотектонического развития. Первая из них характеризовалась эвгеосинклинальным режимом развития, в то время как вторая представляла область поднятия и размыва.

Во-вторых, в пределах Цахкуняцкого антиклинория отсутствуют эффузивные эквиваленты плагиогранитовой формации — кварцевые плагиопорфиры.

В-третьих, здесь плагиограниты исключительно приурочены к метаморфическому комплексу и их тонкие жилкообразные инъекции иногда совместно со сланцами смяты в мелкие складки. Отметим, что возраст метаморфического комплекса большинством исследователей, хотя и условно, определялся как верхний протерозой-кембрий.

В-четвертых, плагиограниты Цахкуняцкого антиклинория отличаются от подобных пород Шамшадинского района интенсивной измененностью, меньшей кислотностью, присутствием мусковита, слабо выраженным натриевым метасоматозом, редкостью порфировидной структуры и рядом других особенностей, которые сближают их с древними плагио-

гранитами других регионов, о чем было сказано в соответствующем разделе.

Подытоживая изложенное, можно прийти к выводу, что в ходе развития средне-предверхнеюрского тектоно-магматического цикла последовательно формируются следующие магматические формации: 1) базальт-андезитовая; 2) плагиолипаритовая; 3) плагиогранитовая.

Базальт-андезитовая формация

К названной формации относятся среднеюрские вулканы базальтовой магмы, имеющие широкое поле распространения в Сомхето-Карабахской зоне. На территории Армянской ССР они локализованы в пределах Алавердского, Шамшадинского и Кафанского антиклинориев.

Слагающие формацию породы представлены базальтовыми, андезит-базальтовыми, андезитовыми порфиритами, почему и назвали ее базальт-андезитовой. В литературе эту формацию называют по-разному — спилит-кератофировой, кератофир-порфиритовой (А. А. Габриелян, Б. С. Вартапетян, Э. Г. Малхасян), андезит-дацитовой (П. Ф. Сопко, Г. А. Казарян), андезитовой (Р. Т. Джрбашян, Б. М. Меликсетян, Р. Л. Мелконян).

На территории Азербайджанской ССР подобные основные породы совместно с кислыми вулканиитами средней юры азербайджанские геологи (Р. Н. Абдуллаев, Ф. А. Ахундов и др.¹) относят к кератофир-спилит-диабазовой формации.

Следует отметить, что породы рассматриваемой формации в значительной мере подвергнуты зеленокаменному преобразованию, выражающемуся в хлоритизации, отчасти эпидотизации вулканического стекла и цветных минералов, альбитизации плагиоклаза. По этим признакам среднеюрские основные вулканииты приближаются к породам спилито-диабазовой формации.

В пределах Алавердского антиклинория к наиболее древним членам базальт-андезитовой формации относятся основные вулканииты, известные в литературе под названием «нижние порфириты», «дебедчайская толща», «дебедская толща» и т. д. Они являются нижним членом стратиграфического разреза и пользуются наибольшим распространением.

Отмеченные вулканииты слагают склоны ущелья р. Дебед и, погружаясь под более молодые отложения Сомхетского хребта, вновь выступают в северо-западной части района, откуда, по А. Т. Асланяну¹⁰, прослеживаются непрерывно до с. Лок.

Они представлены базальтовыми, андезит-базальтовыми и андезитовыми порфиритами; чаще всего встречаются

андезито-базальты. Как увидим ниже, по химическому составу они также относятся к андезито-базальтам.

Эти породы обычно подвержены хлоритизации, эпидотизации, серицитизации, альбитизации, карбонатизации, пропилитизации. Наиболее часто проявляющимися процессами являются хлоритизация и эпидотизация, поэтому по внешнему виду они отличаются зеленым цветом.

Структура их пофировая, текстура иногда брекчиевидная и мандельштейновая. Вкрапленники — плагиоклаз (лабрадор, андезин), клинопироксен (авгит), реже роговая обманка. Плагиоклаз часто альбитизирован. Микролитовая и пилотакситовая основная масса складывается из микролитов и табличек плагиоклаза, черного рудного минерала, апатита и большого количества вторичных минералов, среди которых доминируют хлорит и эпидот.

На вышеописанные породы лавовой фации согласно налагают их туфобрекчии, известные в литературе под названием «туфобрекчии нижних порфиринов», «Кошабердская свита» и т. д. Мощность варьирует в широких пределах: 50—400 м. Они обнажаются по линии В. Ахтала—Ленрудник, по простираию частично фациально замещаая предыдущие вулканиты (С. С. Мкртчян⁶⁵),

Туфобрекчии зеленовато-серые, голубовато-серые породы кластической структуры и нередко флюидаальной текстуры. Они состоят из разноразмерных обломков вышеописанных порфиринов, сцементированных сильно хлоритизированным туфовым материалом.

По наблюдениям А. Т. Асланяна¹¹, в окрестностях Алавердского месторождения туфобрекчии фациально сменяются серыми агломератовыми туфами. Однако стратиграфическое положение последних до сих пор является спорным.

К рассматриваемой базальт-андезитовой формации относятся также вулканиты Шахтахтской свиты, представляющей совокупность перемежающихся вулканогенных, туфогенных и нормально-осадочных пород, испытывающих фациальные и мощностные изменения.

Типичными породами лавовой фации свиты являются миндалевидные диабазовые и андезитовые порфириты, представляющие собой интенсивно измененные темно-зеленые плотные породы с крупными миндалинами кальцита и хлорита. Структура порфировая с диабазовой, реже гналопилитовой и пилотакситовой структурой основной массы.

В состав свиты входят также вулканические брекчии, туфобрекчии, туфы, туфопесчаники и др. Наиболее молодым членом формации являются батские вулканиты, которые пользуются незначительным распространением и, по П. Ф.

Сопко и Э. Г. Малхасяну, представлены андезитовыми порфиритами.

В пределах Шамшадинского антиклинория базальт-андезитовая формация также имеет широкое развитие и далее к юго-востоку переходит на территорию Азербайджанской ССР, слагая там обширные площади. Она сложена теми же петрографическими типами пород — базальтовыми, андезитобазальтовыми и андезитовыми порфиритами, которые переслаиваются вулканическими брекчиями, туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками.

Среди пород лавовой фации по минеральному составу вкрапленников различаются плагиоклазовая, плагиоклаз-пироксеновая и пироксеновая разности, причем первые две являются наиболее распространенными.

По внешнему виду они темные, темно-зеленые, темно-серые породы. Структура порфировая с пилотакситовой, гиалопилитовой, микролитовой, витрофировой структурой основной массы. Вкрапленники — плагиоклаз (лабрадор, андезин), клинопироксен (авгит, реже диопсид). Породы переполнены вторичными продуктами, в частности, хлоритом и эпидотом.

Породы пирокластической фации состоят из обломков пород лавовой фации и минералов, сцементированных разложенным агрегатом вторичных минералов, раскристаллизованным вулканическим стеклом и пепловым материалом.

В Кафанском антиклинории породы формации представлены так называемыми эпидотизированными порфиритами и более поздними плагиоклазовыми порфиритами. Первые из них, судя по данным В. Т. Акопяна⁷, переслаиваются с их пирокластолитами.

Все эти породы обнаруживают большое сходство с подобными вулканитами Алавердского и Шамшадинского антиклинориев. Здесь они также имеют базальтовый, андезитобазальтовый и андезитовый составы. Наибольшим развитием из них пользуются плагиоклазовые порфириты. Это серовато-зеленоватые плотные породы. Структура порфировая с гиалопилитовой и микролитовой структурой основной массы. Вкрапленники — основной андезин или кислый лабрадор, редко клинопироксен, замещенный хлоритом и эпидотом. Как отмечает Э. Г. Малхасян⁵⁷, в толще плагиоклазовых порфиров встречаются и диабазовые порфириты.

Как видно из табл. 10, однотипные вулканиты базальт-андезитовой формации разных районов характеризуются весьма сходным химизмом. Средний состав пород формации (последняя графа табл. 10) близко стоит к андезитобазальтам, отличаясь пониженной кислотностью и щелочностью, но повышенным содержанием глинозема и окислов железа.

Средние химические составы пород базальт-андезитовой формации
средне-предверхнеюрского тектоно-магматического цикла

№ п/п окислы и числа Завариц- кого	1	2	3	4	5	Среднее из 35 анализов
SiO ₂	55,03	49,45	54,99	49,29	52,36	52,22
TiO ₂	0,63	0,34	0,51	0,94	1,46	0,77
Al ₂ O ₃	16,89	19,66	16,82	15,51	16,23	17,02
Fe ₂ O ₃	6,23	3,09	5,20	3,56	6,17	4,85
FeO	4,56	6,10	4,87	6,17	4,21	5,18
MnO	0,11	0,12	0,14	0,13	0,10	0,12
MgO	4,87	5,18	3,71	6,39	3,42	4,71
CaO	3,19	8,08	7,44	7,75	7,37	6,77
Na ₂ O	2,52	2,75	3,52	3,65	3,95	3,28
K ₂ O	0,92	1,05	0,46	0,72	0,90	0,81
H ₂ O	0,49	0,46	0,55	0,47	0,28	0,45
nnn	4,63	2,76	2,70	4,94	3,34	3,67
a	6,8	8,2	8,6	9,4	10,6	8,6
c	3,9	10,4	7,2	6,1	6,1	6,7
b	26,0	19,4	18,2	24,5	19,2	21,6
s	63,3	62,0	66,0	60,0	64,1	63,1
a'	31,0	—	—	—	—	—
f'	37,5	47,8	52,8	38,5	51,3	45,6
m'	31,5	49,6	36,0	46,2	31,4	38,9
c'	—	2,6	11,2	15,3	17,3	15,5
n	80	80,2	92	89	86,5	85,5

1—андезито-базальтовые порфиристы (4 анал.) Алавердского антиклинория; 2—базальтовые порфиристы (5 анал.) Шамшадинского антиклинория; 3—андезито-базальтовые порфиристы (15 анал.) того же антиклинория; 4—базальтовые порфиристы (6 анал.) Кафанского антиклинория; 5—андезито-базальтовые порфиристы (5 анал.) там же.

Судя по результатам количественного спектрального анализа (табл. 11), породы базальт-андезитовой формации характеризуются нижекларковыми содержаниями меди, цинка, циркония и элементов группы железа и кларковыми — молибдена, галлия.

Плагииолипаритовая формация

В состав формации входят кварцевые плагииопорфиры северо-западной части Сомхето-Карабахской зоны. Возраст их в пределах Армении А. Т. Асланяном обоснован как верхнебайосский.

На территории Армянской ССР кв. плагииопорфиры наиболее широко распространены в Шамшадинском антиклинории.

рии. Макроскопически это плотные, серые, серо-розоватые, серо-желтоватые породы с крупными вкрапленниками кварца и плагиоклаза. Структура порфировая, реже афировая. Структура основной массы микролитовая, фельзитовая, реже сферолитовая и микропанофировая. Вкрапленники — кварц и плагиоклаз (№ 4—42), реже биотит, роговая обманка. Последние обычно замещены хлоритом. Главными минералами основной массы также являются плагиоклаз и кварц, которые иногда находятся в микропегматитовом прорастании.

Таблица 11

Результаты количественного спектрального анализа пород базальт-андезитовой формации средне-предверхнеюрского тектоно-магматического цикла

№ № проб микро- элемент.	37/Т	42/Т	51/Т	Среднее из 3 анализов
Cr	$3 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$9,5 \cdot 10^{-4}$
Ti	$1 \cdot 10^{-1}$	$2,6 \cdot 10^{-1}$	$5,9 \cdot 10^{-1}$	$3,2 \cdot 10^{-1}$
V	$7,1 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$
Ni	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$8,2 \cdot 10^{-4}$	$3,9 \cdot 10^{-4}$
Co	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$
Mo	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$
Sn	—	—	—	—
Cu	$3 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$
Zn	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
Pb	—	—	—	—
Ga	$3 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
Zr	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$

37/Т—базальтовый порфирит, Шамшадинский антиклинорий;

42/Т—диабаз, там же; 51/Т—андезито-базальтовый порфирит, Кафанский антиклинорий.

По исследованиям А. П. Лебедева, породы пирокластической фации представлены лавобрекчиями, агломератовыми туфами и туфобрекчиями. Первые имеют небольшое распространение, а последние слагают более мощные прослои в средних и нижних частях свиты.

Породы субвулканической фации представлены теми же кварцевыми плагиопорфирами, образующими дайкообразные и куполовидные тела. В бассейне р. Хндзурт А. П. Лебедев описывает крутопадающие тела с отчетливой флюидалностью.

В верховье р. Ахум встречаются субвулканические тела, сложенные двумя разновидностями кварцевых плагиопорфиров. Одна из них имеет отчетливую порфировую структуру

с тонкокристаллической основной массой. Она характеризуется также повышенным содержанием кварца. Другая разновидность обладает неотчетливой порфировой структурой с микролитовой и сферолитовой структурой основной массы. Обе разновидности серицитизированы, эпидотизированы и хлоритизированы.

В Алавердском антиклинории к плагиолипартовой формации относятся мелкие выходы кварцевых плагиопорфиров Ахтальского месторождения и у истоков р. Шнохи-джур, а также кв. альбитофиры.

Кварцевые плагиопорфиры весьма сходны с аналогичными породами Шамшадинского антиклинория. Только в районе Ахтальского месторождения они сильно изменены постмагматическими процессами. Наиболее интенсивное изменение констатируется у контакта с перекрывающими их эффузивами, где они осветлены, сильно пиритизированы и окварцованы.

Кварцевые альбитофиры в виде узких полос обнажаются в районе Шамлуга и В. Ахталы. Подобные породы А. Т. Асланяном констатированы в междуречье средних течений рр. Дебед и Агстев.

Кварцевые альбитофиры светло-серые или фиолетовые породы с вкрапленниками альбита и кварца. Эти же минералы являются главными компонентами основной массы. Кв. альбитофиры интенсивно гидротермально изменены, поскольку являются главными рудовмещающими породами Алавердского района.

В пределах Кафанского антиклинория в составе описываемой формации участвуют кварцевые порфиры и их пирокласты, которые на крыльях антиклинория перекрывают вулканы базальт-андезитовой формации. По В. Т. Акопяну⁷ в основании свиты кв. порфиритов залегают их пирокласты, центральная часть сложена породами лавовой фации, а в верхней части последовательно располагаются лавобрекчии и туфы кварцевых порфиритов, туфопесчаники с потоком кв. порфиритов, кварцевые порфиры и их брекчии. По Э. Г. Малхасяну⁵⁷, кварцевые порфиры зеленовато-серые породы с крупными кристаллами дипирамидального кварца, редко роговой обманки и мелкими вкрапленниками андезина.

Основными петрохимическими особенностями пород плагиолипаритовой формации, по данным таблицы 12, являются отчетливый натриевый характер, общая пониженная щелочность и пересыщенность глиноземом.

Во всех породах без исключения натрия резко преобладает над калием. Содержание окиси натрия иногда достига-

ет 7%. Для кварцевых плагиопорфиров и альбитофиров характерна повышенная кислотность. В них содержание кремнезема нередко доходит до 79 и более процентов.

Таблица 12

Средние химические составы пород плагиолипаритовой формации средне-предверхнеюрского тектоно-магматического цикла

№№ п/п окислы и числа За- варицкого	1	2	3	4	Среднее из 22 анализов
SiO ₂	69,81	72,87	73,48	61,14	69,33
TiO ₂	0,36	0,39	0,23	0,55	0,37
Al ₂ O ₃	13,15	13,88	11,80	16,64	13,87
Fe ₂ O ₃	3,97	2,63	2,52	4,31	3,36
FeO	2,04	0,41	1,11	1,63	1,30
MnO	—	0,01	0,55	0,09	0,16
MgO	1,30	1,07	0,86	3,13	1,59
CaO	1,66	1,42	2,20	4,69	2,49
Na ₂ O	2,68	4,86	4,11	3,65	3,83
K ₂ O	1,17	0,83	0,77	0,55	0,83
H ₂ O	0,35	0,22	0,39	0,47	0,36
nnn	3,51	1,93	1,56	3,21	2,55
a	7,6	11,4	9,9	9,1	9,5
c	2,0	1,6	2,6	5,9	3,0
b	12,8	7,4	5,5	12,9	9,7
s	77,6	79,6	82,0	72,2	77,8
a'	42,6	42,2	7,4	16,0	27,1
f'	40,6	34,2	67,0	42,0	45,9
m'	16,8	23,6	25,6	42,0	27,0
c'	—	—	—	—	—
n	77,2	89,8	89,1	92,2	87,1

1—кв. плагиопорфиры (5 анал.), Алавердский антиклинорий; 2—кв. альбитофиры (4 анал.), там же; 3—кв. плагиопорфиры (9 анал.), Шамшадинский антиклинорий; 4—кв. порфириты (4 анал.), Кафанский антиклинорий.

Судя по результатам количественного спектрального анализа (табл. 13), геохимическая особенность пород формации заключается в пониженном по сравнению с кларковым содержании хрома, титана, ванадия, никеля, кобальта, циркония и часто повышенном—галлия. Интересно, что из металлогенных элементов медь присутствует в нижекларковых содержаниях, а цинк редко превышает кларк, либо он отсутствует, либо встречается ниже кларка.

В тесной пространственной и, возможно, генетической связи с субвулканическими кварцевыми плагиопорфирами формации на территории Азербайджанской ССР известны крупные серно- и медноколчеданные месторождения.

Результаты количественного спектрального анализа пород
плаггиолипаритовой формации средне-предверхнеюрского
тектано-магматического цикла

№ проб микроэлемент.	1/Т	17/Т	32/Т	44/Т	49/Т	71/Т	Среднее из 6 анализов
Cr	$3 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—	$5 \cdot 10^{-5}$
Ti	$1,4 \cdot 10^{-1}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$1,4 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$
V	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$7,2 \cdot 10^{-4}$	$5,3 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$
Ni	$1 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—	$1,7 \cdot 10^{-5}$
Co	$1 \cdot 10^{-4}$	—	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$8,3 \cdot 10^{-5}$
Mo	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Sn	—	—	—	—	—	—	—
Cu	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$
Zn	—	—	$3,4 \cdot 10^{-2}$	$6,9 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$7,3 \cdot 10^{-3}$
Pb	—	—	—	—	—	—	—
Ga	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$
Zr	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$

Образцы 1/Т, 17/Т, 32/Т—кварцевые плаггиопорфиры Шамшадинского антиклинория, образцы 49/Т и 71/Т—кварцевые порфириты, 44/Т—кварцевый плаггиопорфир Кафанского антиклинория.

Плаггиогранитовая формация

К этой формации относятся гранитоиды Шамшадинского антиклинория, которые рвут породы плаггиолипаритовой формации, и их гальки имеются в базальных конгломератах келловей, обнажающихся по р. Ахум.

Слагающие формацию породы представлены плаггиогранитами, порфировидными плаггиогранитами, лейкократовыми гранитами, плаггиогранит-порфирами, образующими обособленные тела, вытянутые в различных направлениях.

Наибольшим развитием пользуются плаггиограниты, слагающие Хндзорутский и большую часть Тавушского массива, и сопровождающие их небольшие тела. Они расположены преимущественно в ядрах антиклиналей и вытянуты в антикавказском направлении. Мелкие сателлиты Хндзорутского интрузива внедрены в разрывные нарушения северо-западного направления.

Плаггиогранит-порфиры относятся к породам дополнительных интрузивов. Они представлены мелкими штокообразными и дайкообразными телами, приуроченными к поперечным и отчасти продольным разрывным нарушениям, возникшим в пределах Тавушского массива. Порфировидные плаггиограниты и лейкократовые граниты тяготеют к системе

разрывных нарушений, которая тянется в юго-западной части Шамшадинского антиклинория.

Автором установлен следующий порядок внедрения пород формации: плагиограниты, плагиогранит-порфиры, порфировидные плагиограниты, лейкократовые граниты.

Плагиограниты в зонах контактов с вулканитами базальт-андезитовой формации постепенно переходят в плагиогранодиориты и кварцевые диориты, относящиеся к породам фации эндоконтактов. Они имеют гибридное происхождение, на что указывает наличие в плагиогранитах большого количества переработанных ксенолитов вмещающих пород основного состава. На контакте с породами плагиолипаритовой формации в составе плагиогранитов изменений не наблюдается, что объясняется их близким химизмом.

Плагиограниты характеризуются повышенным содержанием плагиоклаза и кварца, но пониженным — роговой обманки. В породах фации эндоконтактов повышается основность плагиоклаза (от олигоклаза и кислого андезина до основного андезина) и возрастает содержание роговой обманки. Для плагиогранитов характерно также почти полное отсутствие калиевого полевого шпата.

Плагиогранит-порфиры сохраняют основные черты петрографического состава плагиогранитов, отличаясь от них высоким содержанием кварца, отсутствием роговой обманки и повышенной кислотностью плагиоклаза. В них вкрапленники представлены кислым плагиоклазом и кварцем.

Порфировидные плагиограниты слагают юго-западную часть Тавушского массива и небольшое штокообразное тело к юго-востоку от него. В восточной части тела на местах распространения ксенолитов основных вулканитов они сменяются гибридными плагиогранодиоритами, реже кв. диоритами, весьма сходными с породами фации эндоконтактов плагиогранитов первой фазы. Однако местами отмечаются и плагиогранодиориты, которые не обнаруживают видимой связи с процессами ассимиляции и гибридизма.

Порфировидные плагиограниты розовато-серые породы с обилием крупных порфировидных выделений кварца и плагиоклаза (№ 26—46). Главными компонентами среднезернистой гипидиоморфнозернистой основной массы являются те же два минерала. В значительном количестве присутствует и калиевый полевой шпат, чем эти породы и отличаются от предыдущих типов плагиогранитов.

Лейкократовые граниты на восточном склоне г. Гей-Сар образуют небольшое тело, вытянутое меридионально. Они характеризуются однородным составом по всему интрузиву,

состоят из кварца, калиевого шпата, плагиоклаза из ряда альбита, реже биотита. Доминирующими из них являются первые два минерала, а биотит присутствует в ничтожном количестве.

Породы жильной фазы плагиогранитовой формации пользуются незначительным распространением и отличаются небольшим разнообразием петрографического состава. Они представлены плагиоаплитами, плагиоаплит-порфирами, аплитами, диорит-порфирами. Аплиты связаны с лейкократовыми гранитами, а остальные типы — с породами плагиогранитовой серии. Жильные образования повторяют детали петрографического состава вмещающих их пород главной интрузивной фации. Только лейкократовые жилы отличаются повышенным содержанием кварца и обычно отличаются присутствием темноцветных минералов.

Акцессорный состав пород формации характеризуется большим разнообразием; в них установлено более 30 акцессориев. К типичным акцессорным минералам относятся апатит, циркон, циртолит, сфен, рутил. По типу акцессориев их можно отнести к апатит-цирконовому типу. Апатит, сфен и рутил являются характерными для пород плагиогранитовой серии, причем максимальное содержание апатита и рутила установлено в плагиогранитах, а сфена — в порфировидных плагиогранитах. Количество циркона (циртолита) возрастает в направлении от ранних гранитоидов к поздним и от пород главной интрузивной фации к дополнительным интрузивам и лейкократовым жильным образованиям. Количество циртолита достигает максимума в лейкократовых гранитах. В акцессорной части пород устанавливается довольно пестрая ассоциация самородных элементов, сульфидов, сульфосолей и др. (С.И. Баласанян²⁶, П. М. Бартиян²⁷).

Петрохимические особенности

Данные табл. 14 показывают, что наиболее характерным признаком пород плагиогранитного состава является низкое содержание калия, чем и объясняется их резко выраженная натриевая щелочность. Содержание калия особенно низкое в первых двух типах пород. Плагиогранит-порфиры отличаются от плагиогранитов повышенным содержанием кремнезема, окиси натрия, но пониженным — фермических элементов. Порфировидные плагиограниты по сравнению с ними содержат больше калия. Наибольшее содержание калия наблюдается в гранитах, но и в них натрия является преобладающим. По составу они сходны с аляскитами, но от последних отличаются пониженной щелочностью и повышенной

Т а б л и ц а 14

Средние химические составы пород плагиогранитовой формации
средне-предверхнеюрского тектоно-магматического цикла

Окислы и числа Зава- рицкого	Плагио- граниты (6 анал.)	Плагио- гранит- порфиры (4 анал.)	Порфи- ровидные плагиогран. (5 анал.)	Лейкократ. граниты (1 анал.)	Среднее из 16 анализов
SiO ₂	71,80	76,65	73,09	80,50	75,51
TiO ₂	0,18	0,17	0,19	0,08	0,15
Al ₂ O ₃	14,49	12,60	12,94	7,94	11,99
Fe ₂ O ₃	1,90	1,35	1,29	3,13	1,92
FeO	1,65	0,92	1,75	0,29	1,15
MnO	0,04	0,01	0,01	—	0,01
MgO	1,10	0,31	1,06	0,22	0,69
CaO	3,38	1,33	1,98	0,28	1,74
Na ₂ O	3,10	4,42	3,55	4,16	3,81
K ₂ O	0,74	0,85	1,74	3,01	1,55
ppn	1,04	1,45	1,75	0,20	1,11
H ₂ O	0,35	0,23	0,40	0,03	0,25
a	7,75	10,49	9,97	9,93	—
c	4,15	1,49	2,39	—	—
c̄	—	—	—	2,71	—
b	6,63	5,18	6,52	0,90	—
s	81,44	82,84	81,12	86,46	—
a'	48,98	50,0	30,61	—	—
f'	47,96	37,5	41,84	—	—
m'	3,06	12,5	27,55	35,71	—
c'	—	—	—	35,71	—
n'	—	—	—	28,58	—
n	87,7	87,6	76,0	58,44	—

кислотностью. Все породы характеризуются повышенным содержанием кремнезема и пониженным — щелочей. Кроме того, они обычно пересыщены глиноземом.

Из табл. 15 явствует, что разные петрографические типы пород плагиогранитовой формации по содержаниям одних и тех же микроэлементов нередко несколько отличаются друг от друга. Однако они обнаруживают и общие геохимические особенности, выражающиеся в повышенных против кларка содержаниях титана, ванадия, серебра, кадмия, но пониженных — хрома, никеля, кобальта, олова, меди, свинца, галлия, циркония.

Молибден присутствует в вышекларковых, реже нижекларковых и кларковых содержаниях. Цинк редко превышает кларк, он обычно встречается ниже кларка или отсутствует. Висмут обнаружен в гидротермально измененных плагиогранитах, а ниобий — в плагиогранит-порфирах и порфировидных плагиогранитах. Германий обнаружен в четырех пробах выше кларка. При сопоставлении среднего содержа-

Результаты количественного спектрального анализа пород плагиогранитовой формации средне-предверхнеюрского цикла

№ № проб микро- элем.	6	7	8	930	922	1062	1047	1247	971	Сред. из 9 анализов
Cr	$3,3 \cdot 10^{-4}$	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$8,1 \cdot 10^{-4}$	—	—	$3,3 \cdot 10^{-4}$	—	—	$2,0 \cdot 10^{-4}$
Ti	$3,6 \cdot 10^{-1}$	$2,7 \cdot 10^{-1}$	$5,2 \cdot 10^{-2}$	$4,0 \cdot 10^{-1}$	$2,5 \cdot 10^{-1}$	$4,8 \cdot 10^{-1}$	$8,5 \cdot 10^{-1}$	$2,6 \cdot 10^{-1}$	$4,2 \cdot 10^{-1}$	$3,7 \cdot 10^{-1}$
V	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-2}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-2}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$
Ni	$6,7 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$5,3 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$
Co	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$8,4 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$4,8 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$
Mo	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$8,1 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$7,0 \cdot 10^{-5}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$
Sn	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	—	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	—	—	—	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	$3,3 \cdot 10^{-5}$
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	$5,4 \cdot 10^{-5}$	$6,8 \cdot 10^{-5}$	$5,4 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	—	$9,8 \cdot 10^{-5}$	$5,6 \cdot 10^{-5}$	$6,8 \cdot 10^{-5}$	$7,3 \cdot 10^{-5}$
Cu	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$9,3 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$8,5 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$
Zn	$7,4 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	—	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	—	$4,5 \cdot 10^{-3}$
Pb	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$4,8 \cdot 10^{-4}$	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	—	—	$6,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	$3,4 \cdot 10^{-4}$
Ge	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	—	$2,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	$1,9 \cdot 10^{-4}$	—	$8,4 \cdot 10^{-5}$
Ga	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$7,3 \cdot 10^{-4}$
In	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	—	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$8,2 \cdot 10^{-4}$
Cd	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$3,4 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	$3,1 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$
Nb	—	$5,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—	$1,0 \cdot 10^{-3}$	—	$1,7 \cdot 10^{-4}$
Be	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

6—средняя проба из плагиогранитов Шамшадина; 7—средняя проба из плагиогранит-порфиров Шамшадина; 8—средняя проба из порфировидных плагиогранитов Шамшадина; 930—плагиогранит, в 6 км от с. Берд; 922—плагиогранит, в 4 км к югу от с. Берд; 1062—гидротермально измененный плагиогранит, в 4 км к ЮВ от с. Навур; 1047—плагиогранит-порфир, восточ. отг. 160 28; 1247—порфировидный плагиогранит, в 4 км к ЮВ от г. Гей-Сар; 971—гранит, юго-запад. г. Гей-Сар.

ния микроэлементов с их кларками выявляется та же картина. Только среднее содержание молибдена выше кларка, цинка — ниже кларка, а кобальта — почти соответствует кларку.

Метаморфизм и рудообразование. В состав формации входят также контактово измененные породы и продукты автометаморфизма. Среди первых резко преобладают продукты гидротермально метасоматического происхождения, возникшие преимущественно за счет пород плагиолипаритовой формации. Термальный метаморфизм выражен слабо, что объясняется гипабиссальными условиями формирования интрузивов. У непосредственных контактов гранитоидов изменение основных вулканитов выражается в слабой перекристаллизации и окварцевании с образованием плагиоклаз-амфиболовых и кварц-плагиоклаз-амфиболовых роговиков. Здесь породы плагиолипаритовой формации местами приобретают облик полнокристаллических интрузивных пород, которые мало отличаются от плагиогранитов. Продукты гидротермально-метасоматического происхождения преимущественно представлены вторичными кварцитами. Автометаморфизм гранитоидов выражается в их альбитизации, хлоритизации, эпидотизации, каолинизации, серицитизации, кварцизации с образованием кварц-альбит-эпидотовых, кварц-альбит-хлорит-эпидотовых и гранофировых пород. В связи с внедрением плагиогранит-порфиров имело место широкое проявление натрового метасоматоза, вследствие чего часто возникали кварцевые альбититы в их эндо- и экзоконтактах, а также на участках развития крупных тектонических трещин.

Формирование плагиогранитовой формации сопровождалось небольшим по масштабу рудообразованием, приведшим к возникновению незначительных серноколчеданных, медно-серноколчеданных и полиметаллических месторождений. В пространственном распределении различных по составу рудных проявлений намечается определенная закономерность: серноколчеданные, медноколчеданные и медно-свинцово-цинковые проявления обычно приурочены к экзоконтактовым зонам плагиогранитов (первая фаза внедрения) и дополнительных интрузивов плагиогранит-порфиров, в то время как ближе к порфировидным плагиогранитам (II фаза) располагаются полиметаллические и свинцово-цинковые проявления. Главная масса полиметаллических месторождений, по И. Г. Магакьяну, контролируется разломом близширотного направления. Большинство элементов рудных тел, как например, медь, железо, сера, цинк, свинец, барий, кремний, титан, молибден, галлий, спектральным анализом установлено в породах плагиогранитовой формации.

ФОРМАЦИИ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВОГО ЦИКЛА

В собственно геосинклинальную стадию верхнеюрско-нижнемелового тектоно-магматического цикла в связи с новым погружением Сомхето-Карабахской зоны развивается основной вулканизм, что приводит к формированию базальт-андезитовой формации. Породы ее совместно с одновозрастными осадочными отложениями трансгрессивно и местами с небольшим угловым несогласием налегают на формации среднеюрско-предверхнеюрского тектоно-магматического цикла.

В начале инверсионной стадии верхнеюрско-нижнемелового цикла на территории Алавердского и Кафанского антиклинориев внедряются субвулканические тела плагиолипаритовой формации. Позже, в период проявления нижнемеловой фазы складчатости последовательно формируются плагиогранитовая и габбро-диорит-плагиогранодиоритовая формации.

Породы первой интрузивной формации локализованы исключительно в Алавердском антиклинории, но интрузивы второй формации имеют более широкое поле распространения.

В Алавердском районе во многих местах породы габбро-диорит-плагиогранодиоритовой формации прорываются кв. альбитофирами, сходными с породами субвулканической плагиолипаритовой формации. Но возраст последних радиологическими данными определяется как верхнеюрский (Г. П. Багдасарян¹⁵). Возможно, мелкие альбитофировые тела, секущие гранитоиды, имеют более молодой возраст и относятся к плагиолипаритовой формации верхнего мела.

В нижнемеловое время одновременно со становлением гранитоидных формаций на небольших участках Шамшадинского и Кафанского районов образуется небольшая свита вулканогенно-обломочных пород основного и среднего составов. Она согласно залегает на верхнеюрские основные вулканы (Кафанский район), что дает возможность рассматривать последние совместно с нижнемеловыми вулканогенными породами в качестве единой базальт-андезитовой формации.

Однако есть некоторое основание нижнемеловые эффузивы выделить в самостоятельную формацию: а) они возникли в период общей инверсии Сомхето-Карабахской эвгеосинклинальной зоны, б) по некоторым петрохимическим признакам отличаются от подобных пород верхней юры (С. И. Баласанян²⁴).

Следует отметить, что некоторые исследователи (Р. Л.

Мелконян⁶⁰, Г. А. Казарян⁴⁶) наиболее крупный Ахпатский массив плагиогранитовой формации относят к одноименной формации предыдущего тектоно-магматического цикла, расположенной в Шамшадинском антиклинории.

Однако породы Ахпатского интрузива по структурным особенностям и другим признакам отличаются от Шамшадинских плагиогранитов, что может указать на различные условия их образования и на различный возраст. Кстати, по радиологическим данным Ахпатский интрузив относится к верхней юре (см. ниже).

Кроме того, породы Ахпатского массива и других интрузивов плагиогранитовой формации Алавердского района обнаруживают большое сходство с тесно ассоциирующимися с ними породами субвулканической плагиолипаритовой формации. По химическому составу они почти тождественны. И те, и другие локализованы в единой структуре и имеют близкий (одинаковый) абсолютный возраст. Согласно Г. П. Багдасаряну, абсолютный возраст Ахпатского массива составляет 142 ± 6 млн. лет, пород субвулканической плагиолипаритовой формации — 141 ± 6 млн. лет.

В свете этих данных наиболее вероятным следует считать предположение о том, что породы субвулканической плагиолипаритовой и плагиогранитовой формаций образовались близко-одновременно, представляя собой различные фациальные проявления одной и той же плагиогранитовой магмы.

Из этого вытекает необходимость выделения плагиогранитовых пород Алавердского района в самостоятельную интрузивную формацию. В дальнейшем породы обеих фаций можно будет объединить в смешанную вулкано-плутоническую формацию.

Для верхнеюрского-нижнемелового тектоно-магматического цикла можно предложить следующий порядок формирования магматических формаций: 1) базальт-андезитовая, 2) плагиолипаритовая (субвулканическая), 3) плагиогранитовая, 4) габбро-диорит-плагиогранодиоритовая.

Базальт-андезитовая формация

В состав формации входят верхнеюрские и нижнемеловые вулканы основного и среднего составов Алавердского, Шамшадинского и Кафанского антиклинориев.

Этот комплекс пород некоторые исследователи (Р. Т. Джрбашян, Б. М. Меликсетян, Р. Л. Мелконян⁴⁰) относят к андезит-дацитовой формации, мотивируя тем, что среди них якобы преобладают дациты. Однако слагающие формацию

породы представлены главным образом базальтовыми, андезито-базальтовыми, андезитовыми, реже андезито-дацитовыми порфиритами, почему и правильнее называть ее базальт-андезитовой.

Эта формация широко распространена также на территории Азербайджанской ССР, где азербайджанские геологи (Р. Н. Абдуллаев, Ф. А. Ахундов, Т. Г. Гаджиев, Г. И. Керимов, Е. И. Потапова¹) называют ее формацией базальтовых и андезитовых порфиритов, тем самым подчеркивая преобладающую роль названных основных и средних типов пород. В пользу этого свидетельствуют не только петрографические исследования, но и имеющиеся в литературе химические анализы. По химическому составу чаще всего они принадлежат к основным и средним типам пород, вернее всего к андезито-базальтам.

Необходимо отметить, что вообще среди вулканитов основного и среднего составов всех периодов геосинклинального этапа Малого Кавказа, относимых нами к базальт-андезитовым формациям, преобладают андезито-базальты, почему и правильнее объединить их в андезито-базальтовые, а не базальт-андезитовые формации. Но мы их именовали базальт-андезитовыми с целью подчеркнуть базальтоидное происхождение формаций. В равной мере это замечание относится и к базальт-андезитовой формации позднеорогенного подэтапа.

В пределах Алавердского антиклинория верхнеюрские вулканогенные породы формации развиты на склонах г. Лалвар, где трансгрессивно перекрываются эоценовыми отложениями. К западу от вершины г. Шахтах они узкой полосой тянутся на юго-запад; севернее слагают достаточно большую площадь на правом склоне ущелья р. Бануш, далее протягиваются почти в широтном направлении, переходя на правый склон р. Дебед. Их выходы обнажаются также в бассейне р. Кульп, где размещаются между келловейскими и верхнемеловыми отложениями.

По данным А. Т. Асланяна, в основании верхнеюрского вулканогенного комплекса располагаются темно-серые брекчии с прослоями песчаников, лиловато-зеленые туфы, переходящие кверху в базальтовые, андезито-базальтовые и андезитовые порфириты, именуемые в литературе «верхними авгитовыми порфиритами». Верхи комплекса в некоторых местах (юго-западнее с. Садахло, бассейн р. Кульп) сложены кварцевыми порфиритами.

Основные и средние вулканиты зеленовато-серые однородные порфировые породы с фенокристаллами авгита. Во вкрапленниках присутствует также плагиоклаз, отвечающий

лабрадору и андезину. Пилотакситовая основная масса складывается из микролитов и лейст плагиоклаза, уралитизированного авгита, эпидота, хлорита, карбоната.

Туфы имеют наибольшее развитие на северных склонах г. Лалвар, размещаясь между среднеюрскими и меловыми отложениями.

В Шамшадинском антиклинории формация сложена чередующимися базальтовыми (диабазовыми), андезито-базальтовыми и андезитовыми порфиритами, их пирокластами, туфогенами с прослоями и линзами известняков и доломитов. Среди порфиритов выделяются плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые разновидности, очень сходные с подобными породами базальт-андезитовой формации предыдущего тектоно-магматического цикла. Пирокластические образования представлены кристаллокластическими, литокластическими и витрокластическими разновидностями.

К базальт-андезитовой формации принадлежат вулканогенно-обломочные породы артаминской свиты неокома, развитой в бассейнах рек Тавуш и Ахум. По данным А. Х. Мнацаканян⁶¹ в составе свиты участвуют базальтовые и андезитовые порфириты, туфы, туфобрекчии и лавовые брекчии андезитового состава. Среди порфиритов базальтового состава ею выделяются оливиновые, гиперстеновые и долеритовые порфириты. Вулканические брекчии пользуются большим распространением; в средних частях свиты они мелко-среднеобломочные, в верхних горизонтах — грубообломочные. В их обломочной части присутствуют андезитовые порфириты и их туфы.

В пределах Кафанского антиклинория базальт-андезитовая формация представлена вулканогенно-обломочными отложениями верхней юры (по А. Т. Асланяну, верхний оксфорд-кимеридж), которые слагают оба крыла названной структуры и состоят из туфоконгломератов, туфобрекчий, туфопесчаников и потоков порфиритов, причем по восходящему разрезу наблюдается неоднократное чередование пород пирокластической и лавовой фаций основной магмы. Пирокласты по объему являются преобладающими. Встречаются также слои и линзы осадочных отложений.

Породы лавовой фации представлены плагиоклазовыми, плагиоклаз-пироксеновыми, реже пироксеновыми порфиритами базальтового, андезито-базальтового и андезитового составов. Пирокласты состоят из галек и обломков различных порфиритов, сцементированных туфовым материалом.

В состав формации входит также Тапасарская свита нижнего мела, которая судя по данным В. Т. Акопяна, сло-

жена туфобрекчиями, туфопесчаниками, туфоконгломератами с прослоями песчаников и известняков.

Тапасарская свита параллелизуется с Хуступ-Чимянской, в нижней части которой, по С. С. Мкртчяну, располагаются более основные диабазовые и лабладоровые порфири-ты, сменяющиеся кверху сравнительно кислыми фиолетовыми порфиритами. Первые из них зеленовато-серые плотные породы с вкрапленниками лабладора, реже клинопироксена. Основная масса сложена микролитами и лейстами плагиоклаза, пироксена, роговой обманкой, пироксеном, вулканическим стеклом, хлоритом, эпидотом, кальцитом; фиолетовые порфириты обычно подвержены интенсивной хлоритизации и эпидотизации.

Породы базальт-андезитовой формации по химизму (табл. 16) сходны с вулканитами подобной формации сред-

Таблица 16

Средние химические составы пород базальт-андезитовой формации
верхнеюрско-нижнемелового тектоно-магматического цикла

№ № п/п окислы и числа Зава- рицкого	1	2	3	4	5	Среднее из 21 анализа
SiO ₂	46,34	48,76	57,61	47,33	54,42	50,89
TiO ₂	0,74	1,21	0,91	1,04	0,85	0,95
Al ₂ O ₃	18,54	13,21	16,88	13,55	16,04	15,64
Fe ₂ O ₃	3,02	5,20	6,42	6,51	4,49	5,13
FeO	6,50	5,25	1,75	6,16	5,28	5,01
MnO	0,07	0,15	0,06	0,19	0,09	0,11
MgO	7,50	4,83	1,87	5,50	2,28	4,40
CaO	9,57	8,98	4,66	8,23	7,93	7,87
Na ₂ O	1,83	3,77	5,33	3,83	3,25	3,60
K ₂ O	0,92	1,03	2,03	0,64	0,35	0,99
H ₂ O	0,19	1,27	0,90	0,64	0,35	0,67
ппп	5,31	1,59	1,68	6,50	4,10	3,84
a	5,9	10,3	14,9	9,8	8,1	9,8
b	10,4	7,6	4,2	4,7	7,4	6,8
c	25,5	23,4	12,4	27,8	17,8	21,4
s	58,2	58,7	68,5	57,7	66,7	62,0
a'	—	—	—	—	—	—
f'	37,5	45,1	60,0	44,0	53,2	48,1
m'	54,0	37,7	26,5	35,0	30,0	36,6
c'	8,5	17,2	13,5	21,0	16,3	15,3
n	75,0	81,6	80,0	91,0	94,5	84,4

1—базальтовые порфириты верхней юры (3 анал.), Алавердский антиклинорий; 2—базальтовые порфириты нижнего мела (4 анал.) по А. Х. Мнацаканян, Шамшадинский антиклинорий; 3—андезитовые порфириты нижнего мела (5 анал.) по А. Х. Мнацаканян, там же; 4—диабазовые порфириты (4 анал.), Кафанский антиклинорий; 5—андезито-базальтовые порфириты (5 анал.), там же.

не-предверхнеюрского цикла. Они также характеризуются общей пониженной щелочностью и четко выраженным натриевым обликом. Исключение составляют нижнемеловые вулканы, отличающиеся от однотипных пород средней и верхней юры повышенной щелочностью и соответственно повышенной величиной числа a . Породам базальтового ряда присущи повышенные содержания натрия, часто железа, но пониженные — калия, кремния.

Описываемые вулканы характеризуются нижекларковыми содержаниями всех тех микроэлементов, которые приведены в табл. 17. Исключение составляет молибден, присутствующий в кларковом содержании.

Таблица 17

Результаты количественного спектрального анализа пород базальт-андезитовой формации верхнеюрско-нижнемелового тектоно-магматического цикла

№ № проб микроэлемент.	23/T	48/T	Среднее из 2 анализов	№ № проб микроэлемент.	23/T	48/T	Среднее из 2-х анализов
Cr	$3 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$	Sn	—	—	—
Ti	$2,6 \cdot 10^{-1}$	$3,2 \cdot 10^{-1}$	$2,9 \cdot 10^{-1}$	Cu	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$
V	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$8,1 \cdot 10^{-3}$	Zn	$2 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$
Ni	$3,9 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	Pb	$3 \cdot 10^{-4}$	—	$1,5 \cdot 10^{-4}$
Co	$1 \cdot 10^{-4}$	$7,4 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	Ga	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$
Mo	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	Zr	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$

23/T—базальтовый порфирит, Шамшадинский антиклинорий;
48/T—диабаз, Кафанский антиклинорий.

Плагииолипаритовая (субвулканическая) формация

К названной формации относятся субвулканические тела кварцевых альбитофиров* Алавердского и Кафанского антиклинориев.

В Алавердском антиклинории субвулканические тела сложены преимущественно кварцевыми альбитофитами, образующими узкую полосу вдоль Сомхетского хребта. Некоторые выходы их обнажаются по северной периферии Банушского интрузива и по правому притоку р. Болнис. Наиболее крупным телом кварцевых альбитофиров является Джи-

* Во избежание недоразумений за некоторыми кислыми эффузивами и субвулканическими породами сохраняются старые названия — «кв. альбитофиты», «кв. плагипорфиры», «кв. порфиры» и т. д., которые широко употребляются в геологической литературе по Малому Кавказу.

лизинское, расположенное южнее одноименного села и установленное нами в 1954 г.

Кварцевые альбитофиры представлены пластообразными залежами, дайкообразными и штокообразными телами северо-восточного и близширотного простирания. Часто они обнажаются в виде мощных клинообразных выступов. Главная часть их размещается в верхнеюрских отложениях; они рвут породы базальт-андезитовых формаций раннегеосинклинального подэтапа.

Кварцевые альбитофиры — серо-розовые и кирпичнокрасные породы, отличающиеся тонкокristаллическим строением и большой крепостью. Структура чаще порфировая, реже равномернозернистая без вкрапленников. Основная масса мелкозернистая, тонкозернистая, характеризующаяся аллотриоморфнозернистой, микропойкилитовой, микропегматитовой, микролитовой, сферолитовой структурами.

Наиболее типичными минералами кварцевых альбитофиров являются плагиоклаз и кварц, количество которых колеблется в широких пределах.

При понижении содержания кварца породы постепенно переходят в кварцсодержащие альбитофиры. Плагиоклаз относится к альбиту, реже к олигоклазу. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, а вторичные — каолином, реже серицитом, мусковитом, хлоритом, эпидотом. Вкрапленники — плагиоклаз, реже кварц — присутствуют от обилия до ничтожного. В основной массе аллотриоморфные зерна плагиоклаза и кварца часто прорастаются микролитами альбита. В первом наблюдаются также мирмекитоподобные вросстки кварца, обладающие одинаковой оптической ориентировкой.

При общем сходстве описываемые породы из разных пунктов обнаруживают и ряд индивидуальных особенностей. Так, тела югов-осточнее с. Ходжорния сложены мелкозернистыми кварцевыми альбитофирами, отличающимися отсутствием вкрапленников и микропойкилитовой структурой. Повсеместно альбит и кварц находятся во взаимном пойкилитовом прорастании. Кварцевые альбитофиры г. Бугакяр состоят из сферолитов альбита, промежутки которых выполнены ксеноморфными зернами кварца, микролитами альбита и вторичными минералами. Местами порода слагается из более крупных сферолитов альбита и кислого олигоклаза, прорастающихся микролитами альбита. Кварцевые альбитофиры Джилизинского тела характеризуются отчетливо выраженной порфировой структурой с разнообразными структурами основной массы. Вкрапленники — плагиоклаз (альбит,

редко олигоклаз), реже кварц. С центра к периферии тела уменьшаются количество и размеры вкрапленников, сложные комбинированные двойники плагиоклаза сменяются простыми, основная масса становится более тонкозернистой.

Субвулканические кварцевые альбитофиры Кафанского антиклинория обнаруживают большое сходство с аналогичными породами Алавердского антиклинория. Только здесь они пользуются небольшим развитием; главная масса их сосредоточена на Саяд-дашском хребте.

Таблица 18

Средние химические составы пород плагиолипаритовой (субвулканической) формации верхнеюрско-нижнемелового тектоно-магматического цикла

Окис- лы	1 среднее из 8 анал.	2 среднее из 7 анал.	3 среднее из 15 анал.	Числа Завариц- кого	1 среднее из 8 анал.	2 среднее из 7 анал.	3 среднее из 15 анализов
SiO ₂	74,11	73,81	73,96	a	10,93	11,7	11,1
TiO ₂	0,09	0,47	0,28	c	1,24	1,1	1,2
Al ₂ O ₃	14,18	13,35	13,765	b	7,48	6,9	7,1
Fe ₂ O ₃	1,75	2,87	2,31	s	80,35	80,9	80,6
FeO	0,41	0,29	0,35	a'	62,61	49,4	56,0
MnO	0,01	0,05	0,03	f'	24,35	43,0	33,7
MgO	0,59	0,32	0,455	m'	13,04	7,5	10,3
CaO	1,05	1,01	1,03	c'	—	—	—
Na ₂ O	3,87	4,61	4,24	n	75	—	75
K ₂ O	1,98	1,52	1,75	—	—	—	—
H ₂ O	0,95	0,42	0,685	—	—	—	—
nnn	0,23	1,28	0,755	—	—	—	—

- 1—субвулканические кварцевые альбитофиры Алавердского антиклинория;
2—те же породы Кафанского антиклинория по Э. Г. Малхасяну;
3—средний состав пород плагиолипаритовой формации.

Как видно из табл. 18, средние составы кварцевых альбитофиров Алавердского и Кафанского антиклинориев весьма сходны. Породы рассматриваемой формации характеризуются повышенной кислотностью, но пониженной щелочностью. Им присуща натриевая щелочность. Они относятся к породам, пересыщенным глиноземом.

Анализ данных табл. 19 показывает, что содержания микроэлементов в кварцевых альбитофирах, взятых из разных пунктов, подвергаются некоторым колебаниям. Породы формации обнаруживают также общие геохимические признаки, заключающиеся в пониженных против кларка содержаниях титана, ванадия, никеля, олова, свинца, циркония, но в повышенных — серебра. Цинк, галлий редко превышают кларк, чаще всего они встречаются ниже кларка или отсутствуют. Хром, кобальт, германий, ниобий обнаружены в еди-

Таблица 19

Результаты количественного спектрального анализа пород плагиолипаритовой формации верхнеюрско-нижнемелового цикла

№№ проб микро- элемент.	10	193	464	239	689	743	843	434	309 ^a	Среднее из 9 анализов
Cr	—	—	—	—	—	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^{-4}$	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$
Ti	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$9,1 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$4,7 \cdot 10^{-2}$	~1%	$4,8 \cdot 10^{-2}$	$5,4 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$3,7 \cdot 10^{-1}$	$1,8 \cdot 10^{-1}$
V	$7,4 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-4}$	$4,8 \cdot 10^{-4}$	$8,7 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$
Ni	$5,2 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$5,3 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	—	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$
Co	$2,9 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—	—	—	$4,3 \cdot 10^{-5}$
Mo	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$5,1 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$9,1 \cdot 10^{-5}$	$5,4 \cdot 10^{-5}$	$6,8 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$
Sn	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	—	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	—	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	$7,2 \cdot 10^{-5}$	—	$5,7 \cdot 10^{-5}$	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$6,4 \cdot 10^{-5}$	—	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$5,7 \cdot 10^{-5}$	$4,4 \cdot 10^{-5}$
Cu	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$7,6 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$8,8 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-4}$	$8,1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Zn	$9,2 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$	—	—	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	—	—	$4,2 \cdot 10^{-3}$
Pb	$4,2 \cdot 10^{-4}$	—	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$5,9 \cdot 10^{-4}$	—	$8,8 \cdot 10^{-4}$	$6,1 \cdot 10^{-4}$
Ge	—	—	—	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	$1,1 \cdot 10^{-5}$
Ga	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	—	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$6,1 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	—	$2,4 \cdot 10^{-3}$
In	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$	—	—	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
Cd	$3,2 \cdot 10^{-4}$	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-4}$
Nb	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	—	$3,4 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—	$6,9 \cdot 10^{-5}$
Be	—	—	—	—	—	—	—	—	—	$1,5 \cdot 10^{-4}$

10—средняя проба из кв. альбитофиров Джилизинского тела; 193—кв. альбитофир, юго-запад. с. Джилиза; 464—кв. альбитофир, у с. Джилиза; 239—кв. альбитофир, г. Бугояр; 689—кв. альбитофир, в 2 км к ЮВ от с. Бардазор; 743—кв. альбитофир, северо-западнее с. Бардазор; 843—кв. альбитофир, восточнее с. Айрум; 434—кв. альбитофир, верховье р. Бануш; 309^a—кв. альбитофир, рвущий породы Банушского интрузива в 3,5 км к ЮЗ от с. Ходжорния.

ничных пробах ниже кларка, а кадмий — выше кларка. Не установлены висмут, сурьма, индий, бериллий.

Поведение ряда микроэлементов выглядит несколько иначе при сравнении их среднего содержания (последняя графа табл. 19) с кларками в кислых породах. Так, среднее содержание кадмия выше кларка, молибдена, меди, галлия — близко к кларку, а хрома, кобальта, цинка, германия, ниобия — ниже кларка.

С субвулканической плагиолипаритовой формацией пространственно и, по И. Г. Магакьяну, генетически (в смысле общности очага) связаны колчеданные — медные и полиметаллические с баритом месторождения Алавердского и Кафанского антиклинориев. Как отмечает И. Г. Магакьян, главную роль играет медноколчеданное оруденение, второстепенное значение имеют свинец, цинк, барит, серный колчедан.

Однако в вопросе возраста и генезиса колчеданного оруденения среди геологов существуют разногласия. Одни исследователи связывают оруденение с рассматриваемой формацией, а другие — с гранитоидами, приписывая последним и самому оруденению третичный возраст.

Все имеющиеся данные приводят к предположению, что наиболее интенсивное колчеданное оруденение имело место в связи с формированием плагиолипаритовой формации. Об этом свидетельствуют, помимо других данных, тесная пространственная приуроченность оруденения к породам указанной формации и отсутствие в ряде случаев гранитоидов в районах крупных колчеданных месторождений.

Плагиогранитовая формация

Формация локализована в пределах Алавердского антиклинория, где в ее составе участвуют Ахпатский, Лалварский, возможно, Шулаверский и Чанахчинский интрузивы.

Ахпатский интрузив представляет суживающееся с северо-востока на юго-запад штокообразное тело. Породы его по петрографическому составу отвечают плагиогранитам, которые в центральных частях тела среднезернистые, а на периферии мелкозернистые равномернозернистые. Однако в центральных частях также встречаются небольшие участки мелкозернистых пород, связанных со среднезернистыми постепенными взаимопереходами.

Среднезернистые плагиограниты обладают гипидиоморфнозернистой структурой. Главные минералы их — плагиоклаз и кварц. Редко встречаются единичные кристаллы калиевого полевого шпата, роговой обманки и биотита. Акцессорные минералы — магнетит, циркон, апатит, сфен. В эндоконтак-

тах содержание кварца местами понижается и породы приближаются по составу к плагиогранодиоритам.

Мелкозернистые плагиограниты имеют тот же минеральный состав, только они отличаются от среднезернистых разностей незначительно пониженным содержанием кварца. В тех и других плагиоклаз отвечает альбит-олигоклазу и олигоклазу. Однако в измененных плагиогранитах плагиоклаз преимущественно представлен альбитом. Состав первоначального плагиоклаза, вероятно, соответствовал олигоклаз-андезину, но последующими постмагматическими процессами преобразовался большей частью в альбит-олигоклаз.

Лалварский интрузив расположен западнее одноименной горы. Он залегает среди вулканитов базальт-андезитовой формации, вытянут в северо-восточном направлении, к юго-западу резко сужается и изгибается к югу. Интрузив сложен плагиогранит-порфирами, главными минералами которых являются кислый плагиоклаз и кварц, акцессорными — циркон, апатит, реже сфен. Иногда встречается также роговая обманка, замещенная хлоритом.

Шулаверский и Чанахчинский интрузивы расположены в верховье р. Шулавер. Первый представлен узким дайкообразным телом северо-восточного простирания. Второй образует небольшое штокообразное тело, включающее крупный останец вулканогенных пород, ороговикованный и интенсивно пиритизированный.

Оба интрузива сложены плагиогранодиорит-порфирами. Минеральный состав определяется присутствием плагиоклаза, кварца, роговой обманки, реже калиевого полевого шпата и акцессориев. Последние представлены черным рудным минералом, цирконом, апатитом, сфеном. Вторичные минералы: серицит, каолин, хлорит, реже эпидот. Средний состав плагиоклаза вкрапленников № 27, а плагиоклаза основной массы — № 21. Вкрапленники-плагиоклаз, реже кварц и роговая обманка. Количественное соотношение основной массы и вкрапленников различное, но чаще всего преобладает первая. В сильно контаминированных разностях Чанахчинского интрузива возрастает содержание роговой обманки, черного рудного минерала, апатита, сфена, но уменьшается количество кварца, циркона. В них состав плагиоклаза варьирует от № 33 до № 45. На участках сгущения ксенолитов они приобретают состав кварцевых диоритов.

Жильные породы обнаружены только в Ахпатском массиве, где представлены плагиоаплитами. Это мелкозернистые серо-розовые породы, состоящие из плагиоклаза (№ 5—25), кварца, изредка единичных зерен калиевого полевого шпата,

биотита, циркона, апатита. Весьма редко встречаются и пегматитовые жилы (северо-восточнее разъезда Ахпат).

Таблица 20

Средний химический состав пород плагиогранитовой формации
верхнеюрского-нижнемелового цикла

Окислы	Среднее из 5 ана- лиз	Числа Заварицкого	Среднее из 5 анализов
SiO ₂	71,96	a	8,71
TiO ₂	0,38	c	2,57
Al ₂ O ₃	14,39	b	9,26
Fe ₂ O ₃	1,63	s	79,46
FeO	2,18	a'	51,43
MnO	—	f'	36,43
MgO	0,67	m'	12,14
CaO	2,21	c'	—
Na ₂ O	3,64	n	87,8
K ₂ O	0,76	—	—
nnn	1,63	—	—
H ₂ O	0,01	—	—

Изучение 12 искусственных шлихов, приготовленных из вышеописанных пород плагиогранитовой формации, показало, что руководящими для них аксессуарными минералами являются апатит, циркон, сфен. В породах главной интрузивной фации Ахпатского интрузива циркон преобладает над апатитом, которым подчинен сфен. Это соотношение остается неизменным и в плагиогранит-порфирах. Циркон принадлежит к трем разновидностям: а) циркон-I представлен мелкими светло-бурыми дипирамидами; б) циркон-II образует красноватые кристаллы дипирамидальной формы со слабо развитой призмой; в) циркон-III выражен желтоватыми изометричными дипирамидальными кристаллами мелких размеров. Апатит присутствует в виде короткокопризматических и удлинённых игольчатых кристаллов с отчетливо развитой призмой, увенчанной пинакоидом. Сфен чаще всего встречается желтыми изометричными, реже светло-желтыми клинообразными зернами.

Петрогеохимические особенности. Средний химический состав плагиогранитовой формации (табл. 20) характеризуется повышенной кислотностью (содержание кремнезема до 73,40%), резко выраженным натриевым обликом (n=87,8), общей пониженной щелочностью и пересыщенностью глиноземом.

Из таблицы 21 видны индивидуальные геохимические особенности пород плагиогранитовой формации из разных выходов и частей одного и того же интрузива.

Таблица 21

Результаты количественного спектрального анализа пород плагиогранитовой формации верхнеюрско-нижнемелового цикла

№ проб микро- элемент.	4	5	9	14	643	643 ^a	687	716	Среднее из 8 анализов
Cr	$3,1 \cdot 10^{-4}$	—	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	—	—	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$
Ti	$2,5 \cdot 10^{-1}$	$3,1 \cdot 10^{-1}$	$3,0 \cdot 10^{-1}$	$4,2 \cdot 10^{-1}$	$8,4 \cdot 10^{-2}$	$6,4 \cdot 10^{-2}$	~1%	$8,2 \cdot 10^{-1}$	$4,0 \cdot 10^{-1}$
V	$4,0 \cdot 10^{-2}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-2}$	$8,8 \cdot 10^{-1}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$9,2 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$
Ni	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$4,1 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	—	$6,3 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$9,4 \cdot 10^{-4}$
Co	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$	—	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$4,3 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$
Mo	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-5}$	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$9,3 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$5,6 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$9,9 \cdot 10^{-5}$
Sn	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	$5,0 \cdot 10^{-5}$	—	$6,9 \cdot 10^{-5}$	$9,1 \cdot 10^{-5}$	—	—	$8,4 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$
Cu	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$9,4 \cdot 10^{-4}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$
Zn	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	—	—	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$
Pb	—	—	$7,2 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	—	—	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$4,3 \cdot 10^{-4}$
Ge	—	—	—	—	—	—	$1,8 \cdot 10^{-4}$	—	$2,2 \cdot 10^{-5}$
Ga	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
In	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	$4,4 \cdot 10^{-4}$	—	—	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$3,9 \cdot 10^{-4}$	—	$3,3 \cdot 10^{-4}$	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^{-5}$
Cd	—	—	—	—	—	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$	—	$8,5 \cdot 10^{-5}$
Nb	—	—	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	$3,7 \cdot 10^{-5}$
Be	—	—	—	—	—	—	—	—	—

4—средняя проба из плагиогранитов центральной части Ахпатского интрузива; 5—средняя проба из плагиогранитов эндоконтактной части того же интрузива; 9—средняя проба из плагиогранит-порфиров верховья р. Болнис; 14—средняя проба из плагиогранит-порфиров Лалварского выхода; 643—серо-розовый плагиогранит, юго-западнее раз. Ахпат; 643^a—темносер. мелкозерн. плагиогранит, там же; 687—мелкозерн. плагиогранит, юго-западнее ск. Кызыл-Таш; среднезерн. плагиогранит, западнее раз. Ахпат.

Общими особенностями для них являются обычно выше-кларковые содержания титана, ванадия, серебра и ниже-кларковые — хрома, никеля, молибдена, олова, свинца, галлия, циркония. Медь и кобальт также чаще всего присутствуют ниже кларка и лишь реже выше кларка. Цинк либо превышает кларк, либо отсутствует или же встречается ниже кларка. В единичных пробах обнаружены ниобий ниже кларка, германий и кадмий — выше кларка.

При сопоставлении среднего содержания микроэлементов в породах формации (последняя графа табл. 21) с их кларками в соответствующих породах выявляется почти та же картина. Исключение составляют никель, медь, кадмий (среднее содержание выше кларка), кобальт (ниже кларка), хром и цинк (соответствует кларку).

Метаморфизм и рудообразование. Контактные явления в связи с породами плагиигранитовой формации проявлены слабо. Они выражаются в образовании небольшой полосы роговообманково-плагиоклазовых роговиков вокруг Ахпатского интрузива. В некотором удалении от него возникли также вторичные кварциты.

Породы формации в пределах Ахпатского интрузива подвержены интенсивным метасоматическим преобразованиям. Из постмагматических процессов наиболее сильно проявлены кварцитизация, хлоритизация и альбитизация.

Метасоматические процессы происходили между кислыми, богатыми натрием растворами и твердой фазой исходных интрузивных пород. Эти растворы устремились в основном к периферическим зонам массивов, так как именно здесь отмечаются наиболее интенсивные метасоматические изменения пород.

Во многих местах возникли микропегматиты путем метасоматического замещения плагиоклаза кварцем. Почти одновременно с пегматизацией шла альбитизация плагиоклаза под воздействием натрового метасоматоза (С. А. Баласанян¹⁸).

Плагиигранитовая и предыдущая плагииолипаритовая формации характеризуются тесной пространственной и геолого-структурной сопряженностью. Они весьма сходны между собой и по составу слагающих их пород.

Все это позволяет высказать предположение об их генетическом единстве. В таком случае логично часть колчеданного оруденения Алавердского антиклинория связывать с плагиигранитовой формацией.

Габбро-диорит-плагиогранодиоритовая формация

К данной формации относятся главная масса гранитоидов Алавердского антиклинория, Цавский, Спитакский и условно Анкаванский интрузивы.

В Алавердском антиклинории возрастной предел интрузивов формации достаточно точно определяется по факту их прорывания верхнеюрских отложений и по наличию галек пород почти всех фаз внедрения в сеноманских конгломератах. Автором установлен следующий порядок их внедрения: 1) габброиды и кварцевые габбро-диориты, 2) кв. диориты, 3) плагиогранодиориты, 4) граниты.

Габброиды представлены двумя небольшими дайкообразными интрузивами северо-восточного простирания. Их центральная часть сложена среднезернистыми габбро, сменяющимися по периферии мелкозернистыми разностями. Встречаются также порфировидные и полосатые габбро. Минеральный состав габброидов: плагиоклаз (№ 54—73), аптит, иногда энстатит, оливин, роговая обманка, биотит, магнетит.

Кварцевые габбро-диориты образуют два небольших интрузива в верховье р. Болнис. Один из них представлен узким дайкообразным телом близширотного простирания, а другой имеет штокообразную форму с некоторой вытянутостью в северо-восточном направлении. Вокруг них отмечается незначительная зона перекристаллизованных пород. Оба интрузива сложены среднезернистыми гипидиоморфно-зернистой структуры кварцевыми габбро-диоритами, сменяющимися по периферии мелкозернистыми разностями. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 37—46), пироксены, амфибол, кварц, магнетит, апатит, сфен. В вертикальном направлении сверху вниз устанавливается возрастание количества цветных минералов, обусловленное более интенсивным проявлением ассимиляции в глубоких частях мапматической камеры.

Кварцевые диориты слагают наиболее крупный Кохбский массив, Чочканский, Цахкашатский и Ахталский интрузивы, которые вероятно соединяются на глубине, образуя крупный плутон, приуроченный к системе трех локальных антикавказских структур.

Кохбский массив образует штокообразное тело, вытянутое в северо-восточном направлении. Он сложен роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми и биотитовыми кварцевыми диоритами, в которых преобладают вторые. Краевые фации представлены кварцевыми диорит-порфирами и диоритами. Все разновидности характеризуются по-

степенными взаимопереходами и являются в значительной степени гомогенизированными гибридными породами.

Чочканский интрузив на востоке под верхнеплиоценовыми базальтами соединяется с Кохбским массивом. Цахкашатский интрузив представлен дайкообразным телом северо-восточного простирания. По северо-западной периферии наблюдается узкая зона гибридных пород.

Породы всех интрузивов близки по составу. Только Ахтальское небольшое тело сложено гибридными диоритами, а породы Чочканского интрузива отличаются повышенной кислотностью; это обусловлено тем, что в юго-восточной части породы последнего интрузива прорваны гранитами и поэтому обогащены кварцем и калиевым полевым шпатом.

Центральные части интрузивов сложены среднезернистыми, местами крупнозернистыми кварцевыми диоритами, сменяющимися к периферии мелкозернистыми темноватыми разностями. В центральных частях также иногда встречаются мелкозернистые разности, характеризующиеся невыдержанностью на больших протяжениях. Структура кварцевых диоритов гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав: плагиоклаз (№ 31—53), кварц, роговая обманка, биотит; акцессории-магнетит, циркон, апатит, сфен, реже рутил (анатаз); вторичные минералы—хлорит, серицит, каолин, лейкоксен, реже эпидот, клиноцоизит, карбонат. В биотитовой и биотит-роговообманковой разностях в виде единичных зерен встречается калиевый полевой шпат. Содержание минералов и основность плагиоклаза варьируют в широких пределах, что объясняется гибридным характером пород. Одной из характерных особенностей минерального состава кварцевых диоритов и вообще всех пород рассматриваемой формации является принадлежность одних и тех же минералов к нескольким генерациям.

Плагиигранодиориты слагают Банушский интрузив, имеющий неправильную конфигурацию. К востоку он сужается, образуя ответвления. С запада на восток намечается возрастание основности пород и переход плагиигранодиоритов в гибридные кварцевые диориты в тесной связи с увеличением количества ксенолитов. В западной части интрузива, где отсутствуют ксенолиты, встречаются плагииграниты. Вокруг гранитовых тел плагиигранодиориты приобретают состав гранодиоритов и более кислых пород. Плагиигранодиориты среднезернистые гипидиоморфнозернистой структуры породы, состоящие из плагиоклаза (№ 22—33), кварца, калиевого полевого шпата, роговой обманки, биотита, магнетита, апатита, циркона, сфена. Плагиоклаз резко преобладает над

калиевым полевым шпатом, количество последнего обычно 6—10%.

Граниты образуют мелкие штоки, рвущие Чочканский и Банушский интрузивы. Выделяются мелкозернистые и среднезернистые разности, минеральный состав которых определяется присутствием калиевого полевого шпата, плагиоклаза (№ 5—17), кварца, редко биотита. Аксессуары: циркон, реже апатит. Мелкозернистые граниты отличаются от среднезернистых повышенным содержанием кварца и калиевого полевого шпата. Усматриваются значительные колебания в относительном содержании главных минералов.

Цавский массив и сопровождающие его мелкие сателлиты размещаются среди вулканитов базальт-андезитовой формации. Они сформировались в две фазы внедрения кислой магмы. Породы первой фазы слагают сателлиты и осевую часть Цавского массива и характеризуются большим разнообразием петрографического состава. Породы второй фазы слагают периферическую зону интрузива и повсеместно в виде узких тел рвут породы первой фазы.

Породы первой фазы представлены габбро-диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранодиоритами и промежуточными разностями между ними. Они неоднородны и по структурным особенностям — среди них отмечаются мелко-, средне-, крупнозернистые и микропорфировидные разновидности. Все они отличаются от аналогичных пород нормального состава большей кислотностью плагиоклаза, постоянным присутствием калиевого полевого шпата, пониженным количеством кварца. Из цветных минералов роговая обманка является типоморфной, а биотит — редкостью. В основных типах нередко присутствует клинопироксен.

Породы второй фазы представлены мелкозернистыми, среднезернистыми и микропорфировидными гранитами, характеризующимися пониженным содержанием калиевого полевого шпата и часто кварца. Плагиоклаз без исключения преобладает над калиевым полевым шпатом. Шире всего распространены микропорфировидные граниты, в которых вкрапленники представлены идиоморфными кристаллами кислого плагиоклаза, окруженного каемкой калиевого полевого шпата. Цветной минерал — биотит, в контаминированных разностях — роговая обманка.

Спитакский интрузив по составу весьма сходен с Кохбским массивом. Породы его представлены преимущественно роговообманково-биотитовыми кварцевыми диоритами. В центральной части интрузива встречаются биотитовые разности, приближающиеся по составу к плагиогранодиоритам. В них появляется калиевый полевой шпат. Главным компо-

нентом является плагиоклаз (№ 35—40), образующий широ-
котабитчатые кристаллы, в интерстициях которых развива-
ется поздняя температурная ассоциация: плагиоклаз (№ 10—
15), биотит и кварц второй генерации. В плагиогранодиори-
тах плагиоклаз раскисляется иногда до № 20—25.

На основании данных абсолютного возраста (Г. П. Баг-
дасарян¹⁵), к рассматриваемой интрузивной формации ус-
ловно относится Анкаванский интрузив, сложенный преиму-
щественно кварцевыми диоритами. Последние отличаются от
вышеописанных аналогичных пород интенсивной изменен-
ностью (хлоритизация, эпидотизация, серицитизация и т. д.),
вызванной, вероятно, более поздними процессами рудообра-
зования. Однако в строении интрузива участвуют и грано-
диоритовые породы, сходные с таковыми заведомо третично-
го возраста.

Породы жильной фазы. Жильные породы габбро-ди-
орит-плагиограно-диоритовой формации представлены пла-
гиоаплитами, плагиоаплит-порфирами, граноаплитами, жиль-
ными гранитами, гранит-порфирами, пегматитами, кварце-
выми и бескварцевыми диорит-порфирами, микродиорита-
ми. Наибольшим распространением пользуются плагиоапли-
ты, наблюдающиеся во всех средних и кислых гранитоидах.
Пегматиты чаще всего встречаются в Спитакском массиве.
Плагиоаплит-порфиры и меланократовые жильные породы
приурочены к гибридизированным интрузивам сравнительно
основного состава.

Лейкократовые разновидности жильных пород контро-
лируются локальными трещинами: они не сопровождаются
закаленными оторочками и близки по времени образования
с интрузивами. Меланократовые жильные породы простран-
ственно тяготеют к системам более крупных трещин; они
возникли после затвердевания интрузивов.

В породах жильной фазы количество минералов непо-
стоянно. Для лейкократовой серии типоморфными пороодо-
образующими минералами являются кислый плагиоклаз, кварц,
калиевый полевой шпат. Из цветных минералов редко при-
сутствует биотит. Меланократовые жильные породы отлича-
ются повышенным содержанием роговой обманки, отсутстви-
ем калиевого полевого шпата, пониженным содержанием
кварца и большей основностью плагиоклаза. Биотит для
них — редкость.

Акцессорные минералы. Изучение состава тяжелой не-
электромагнитной фракции около 54 искусственных шлихов
показывает, что наиболее характерными акцессорными мине-
ралами для пород габбро-диорит-плагиогранодиоритовой
формации являются циркон, апатит и сфен. Встречаются так-

же рутил, шеелит, рудные и другие минералы. Жильные образования наследуют ассоциацию руководящих аксессуариев гранитоидов.

Количественные соотношения аксессуарных минералов изменяются в породах разных фаз и фаций. При переходе от ранних фаз к поздним и от пород главной интрузивной фации к лейкократовым жильным образованиям происходит возрастание содержания циркона и уменьшение количества апатита и сфена. Резкое убывание количества циркона и нарастание сфена и апатита имеет место в породах фации эндоконтактов и меланократовых жильных породах.

Некоторые типоморфные особенности (размеры, цвет, формы кристаллов) одноименных аксессуариев изменяются в породах разных фаз и фаций. Они нередко меняются и в породах одной и той же фазы.

Таблица 22

Средние химические составы пород габбро-диорит-плагιοгранодиоритовой формации верхнеюрско-нижнемелового тектоно-магматического цикла

№ № проб. Окислы и числа За- варичного	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,20	53,6	62,38	66,48	76,56	59,19	71,23
TiO ₂	0,19	0,89	0,48	0,38	0,09	0,86	0,36
Al ₂ O ₃	20,32	18,50	18,15	16,34	12,09	17,20	14,78
Fe ₂ O ₃	4,28	2,10	2,21	1,55	2,23	3,07	2,35
FeO	5,96	6,58	3,30	2,77	0,24	3,65	1,46
MnO	0,15	0,08	0,06	0,68	0,01	0,10	0,03
MgO	4,27	3,54	2,49	0,87	0,35	2,25	0,26
CaO	9,62	7,28	5,43	3,04	0,48	4,67	1,24
Na ₂ O	2,16	3,09	3,18	4,05	3,75	4,66	4,99
K ₂ O	1,61	1,28	1,24	2,20	3,76	1,86	2,62
nnn	0,09	2,80	0,78	2,08	0,49	1,51	0,27
H ₂ O	0,03	0,08	0,18	0,22	0,09	0,47	0,52
a	6,19	9,0	9,01	11,9	13,2	13,5	14,4
c	11,57	8,0	6,66	3,8	0,5	5,1	1,4
b	19,16	16,0	11,86	8,8	3,7	11,1	5,8
s	63,08	67,0	72,47	75,5	82,6	70,3	78,4
a'	—	—	19,88	29,5	31,5	—	34,1
f'	53,46	54,0	43,86	54,0	54,5	57,3	57,9
m'	41,15	41,1	36,26	16,5	14,0	35,6	8,0
c'	5,39	5,9	—	—	—	7,1	—
n	83,3	78	80	74	61,5	79,2	74,3

1—5—породы Алавердского антиклинория; 1—габбро (2 анал.); 2—кв. габбро-диориты (2 анал.); 3—кв. диориты (16 анал.); 4—плагιοгранодиориты (1 анал.); 5—розов. граниты (3 анал.); 6—7—породы Кафанского антиклинория; 6—породы 1 фазы (13 анал.); 7—породы 11 фазы (4 анал.).

Петрохимические особенности. Данные табл. 22 показывают, что гранитоидные породы Алавердского антиклинория отличаются отчетливым натриевым характером, повышенным содержанием кремнезема, пониженным — щелочей, фемических элементов и пересыщенностью глиноземом. Плутонизм характеризуется определенной направленностью, состоящей в увеличении содержания кремнезема и уменьшении количества глинозема и фемических элементов. При переходе от основных пород к кислым содержание калия возрастает, количество натрия более или менее постоянное.

Специфическим признаком химизма пород Кафанского антиклинория является их щелочной характер, что обусловлено интенсивной альбитизацией плагиоклаза под воздействием богатых натрием растворов, выделившихся из магмы второй фазы. Породы обеих фаз характеризуются натриевой щелочностью.

Гранитоиды рассматриваемой формации имеют следующие общие петрохимические признаки: 1) отчетливо выраженный натриевый характер; 2) принадлежность к ряду, пересыщенному глиноземом; 3) повышенное содержание кремнезема; 4) пониженное содержание щелочей (особенно калия) и часто фемических элементов.

Породы жильной фазы (табл. 23) по многим петрохимическим признакам сходны с гранитоидами; они отличаются от аналогичных типов гранитоидов несколько повышенной кислотностью и щелочностью. Кроме того, граноаплиты и пегматиты обладают калиевым характером.

В табл. 24—30 приведены результаты количественного спектрального анализа пород габбро-диорит-плагиогранодиоритовой формации.

Геохимические особенности кварцевых диоритов и более основных пород разных массивов иллюстрируются таблицами 24, 25, 26. Из них видно, что породы различных интрузивов и отдельные разновидности внутри одного и того же массива обнаруживают как общие, так и индивидуальные признаки.

Средние содержания микроэлементов кварцевых диоритов Алавердского района, выведенные разными способами (табл. 24, 25), довольно близки. Сходны также средние содержания большинства микроэлементов пород Алавердского района (табл. 25), Спитакского и Анкаванского интрузивов (табл. 26). Исключения составляют титан, ванадий, серебро, медь, цинк, свинец.

Кварцевые габбро-диориты Алавердского района отличаются от кварцевых диоритов отсутствием серебра, пониженным содержанием молибдена, но повышенным — хрома,

Химический состав типичных жильных пород габбро-диорит-плагиигранодиоритовой формации верхнеюрско-нижнемелового цикла

№ № п/п окислы и числа Зава- рицкого	1	2	3	4	5
SiO ₂	77,2	73,20	74,3	55,98	61,02
TiO ₂	0,07	0,24	0,1	0,63	0,47
Al ₂ O ₃	11,87	15,58	13,65	17,10	18,13
Fe ₂ O ₃	2,01	1,76	1,67	3,34	2,75
FeO	0,52	0,95	0,88	4,21	2,84
MnO	0,10	0,16	0,04	0,13	0,08
MgO	0,63	0,54	0,55	4,96	2,47
CaO	1,95	0,99	0,93	6,54	1,92
Na ₂ O	4,88	2,52	3,17	3,60	5,6
K ₂ O	1,98	4,32	5,04	0,58	1,69
H ₂ O	—	—	—	—	—
ppn	—	0,20	0,14	2,0	2,07
a	12,7	11,0	13,7	9,1	14,62
c	1,1	0,1	1,1	7,1	2,3
b	4,2	9,4	4,5	16,9	13,94
s	82,0	78,5	80,7	66,6	69,19
a'	—	66,6	31,9	—	34,9
f'	48,5	35,2	49,4	42,9	35,43
m'	27,3	8,2	18,7	5,5	29,61
c'	24,2	—	—	51,6	—
n	79,0	46,5	49,5	90,6	83,33

1—плагииоаплит, 2—граноаплит, 3—пегматит, 4—диорит-порфирит, 5—кв. диорит-порфирит.

никеля, кобальта, меди, цинка (табл. 25). Интересно, что породы эндоконтактовой фации (табл. 25, пробы 613, 163) отличаются от пород главной интрузивной фации пониженным содержанием никеля, кобальта, ванадия.

Обращает на себя внимание повышенное содержание молибдена, часто меди, но пониженное — цинка, свинца в кварцевых диоритах Анкаванского интрузива по сравнению с таковыми Спитакского массива (табл. 26).

Как вытекает из табл. 27, породы эндоконтакта плагиигранодиоритового интрузива (337а, 752) отличаются от пород главной интрузивной фации (279) повышенным содержанием элементов группы железа, меди, цинка, свинца, но пониженным — серебра. По сравнению с кварцевыми диоритами достоверно нижнемелового возраста (табл. 25) плагиигранодиориты (табл. 27) содержат больше серебра, цинка, галлия, циркония, но меньше хрома, ванадия, никеля, кобальта, а также молибдена, олова, германия.

Геохимические особенности гранитов разных выходов и районов иллюстрируются табл. 28. Цавские граниты (12/57, 21/57, 58/57) отличаются от аналогичных пород Алавердского района пониженным содержанием олова и повышенным — титана, ванадия, кобальта, серебра, свинца, молибдена, циркония. Граниты (табл. 28) сравнительно с кварцевыми диоритами (табл. 24, 25) и плагиогранодиоритами (табл. 27) содержат больше молибдена, олова, циркония, цинка, ниобия, но меньше — меди и элементов группы железа (за исключением титана).

Дополнительные интрузивы по содержаниям микроэлементов (табл. 29) близко стоят к вмещающим интрузивным породам. Однако устанавливаются и значительные различия. Так, дополнительные интрузивы плагиогранитов Кохбского массива (табл. 29, проба 3) отличаются от вмещающих интрузивных пород (табл. 24, 25) повышенным содержанием

Таблица 24

Результаты количественного спектрального анализа средних проб из кварцевых диоритов Алавердского района

№№ проб микроэлемент.	1	2	15	Среднее из 3 анализов
Cr	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$
Ti	$9,1 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-1}$	$2,6 \cdot 10^{-1}$	$1,8 \cdot 10^{-1}$
V	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$
Ni	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$
Co	$8,5 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$8,8 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^{-4}$
Mo	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$8,9 \cdot 10^{-5}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$
Sn	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—
Ag	$6,0 \cdot 10^{-5}$	$6,8 \cdot 10^{-5}$	—	$4,3 \cdot 10^{-5}$
Cu	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$
Zn	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$8,2 \cdot 10^{-3}$	$9,4 \cdot 10^{-3}$
Pb	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$9,2 \cdot 10^{-4}$	$7,4 \cdot 10^{-4}$
Ge	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$
Ga	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$4,8 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$7,4 \cdot 10^{-4}$
In	—	—	—	—
Zr	—	—	—	—
Cd	—	—	—	—
Nb	—	—	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$
Be	—	—	—	—

1—средняя проба, приготовленная из биотитовых кв. диоритов Кохбского интрузива; 2—средняя проба, приготовленная из биотит-роговообманковых кв. диоритов того же интрузива; 15—средняя проба, приготовленная из кварцевых диоритов Чочканского интрузива.

Таблица 25

Результаты количественного спектрального анализа кварцевых диоритов Алавердского района

№№ проб микроэлем.	395	102	129	163	394	613	748	898	среднее из 8 анал.
Cr	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	—	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$
Ti	$3,7 \cdot 10^{-1}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$8,1 \cdot 10^{-2}$	$7,0 \cdot 10^{-1}$	$8,4 \cdot 10^{-2}$	$4,1 \cdot 10^{-2}$	$5,0 \cdot 10^{-1}$	$3,7 \cdot 10^{-1}$	$2,6 \cdot 10^{-1}$
V	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$
Ni	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$6,7 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$
Co	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$7,7 \cdot 10^{-4}$	$7,6 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$
Mo	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$
Sn	$1,2 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1,6 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$8,1 \cdot 10^{-5}$
Bi	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	$7,8 \cdot 10^{-5}$	$8,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	—	—	—
Cu	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$5,1 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$9,1 \cdot 10^{-5}$	$5,2 \cdot 10^{-5}$	$5,8 \cdot 10^{-5}$
Zn	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$9,0 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$
Pb	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$4,8 \cdot 10^{-4}$	—	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$9,8 \cdot 10^{-3}$
Ge	—	$1,7 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$
Ga	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$8,2 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$5,9 \cdot 10^{-5}$
In	—	—	—	—	—	—	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$9,8 \cdot 10^{-4}$
Zr	$5,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	$4,2 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—
Cd	—	—	—	—	—	—	—	—	$1,1 \cdot 10^{-4}$
Nb	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Be	—	—	—	—	—	—	$1,2 \cdot 10^{-3}$	—	$1,5 \cdot 10^{-4}$

395—кв. габбро-диорит, юго-западнее с. Ахкерпи; 102—среднезерн. кв. диорит, верховье р. Шнох; 129—среднезерн. кв. диорит, юго-восточнее г. Гуляби; 163—кв. диорит-порфирит, юго-западнее с. Техут; 394—кв. диорит, юго-восточный склон хр. Козман; 613—мелкозерн. диорит, юго-восточнее с. Личкадзор; 748—кв. диорит, юго-западнее с. Цахкашат; 898—среднезерн. кв. диорит, западнее с. Чочкан.

Результаты количественного спектрального анализа пород Спитакского и Анкаванского интрузивов

№№ проб микроэлем.	19/Б	40/Б	47/Б	55/Б	138/Б	148/Б	179/Б	203/Б	среднее из 8 анал.
Cr	—	$4,3 \cdot 10^{-4}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$5,1 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$
Ti	$5,2 \cdot 10^{-1}$	$3,8 \cdot 10^{-1}$	$2,3 \cdot 10^{-1}$	$2,4 \cdot 10^{-1}$	$5,0 \cdot 10^{-1}$	$2,1 \cdot 10^{-1}$	$1,7 \cdot 10^{-1}$	$4,3 \cdot 10^{-1}$	$3,3 \cdot 10^{-1}$
V	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$5,6 \cdot 10^{-2}$	$6,0 \cdot 10^{-2}$	$3,6 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-2}$	$8,4 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-2}$
Ni	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$
Co	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$8,4 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$
Mo	—	$8,9 \cdot 10^{-5}$	$7,0 \cdot 10^{-5}$	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$
Sn	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	—	$9,7 \cdot 10^{-5}$
Bi	$3,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—	—	—	$3,7 \cdot 10^{-5}$
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	$3,5 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	—	$5,4 \cdot 10^{-5}$	—	—	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-5}$
Cu	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-2}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$5,3 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$
Zn	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	—	$4,0 \cdot 10^{-3}$
Pb	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$
Ge	—	—	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	—	$1,8 \cdot 10^{-4}$	—	$9,7 \cdot 10^{-5}$
Ga	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$
In	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	—	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$
Cd	—	—	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	—	$3,1 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$
Nb	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-4}$	$4,1 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	$2,8 \cdot 10^{-4}$
Be	—	—	—	—	—	—	—	—	—

19/Б, 40/Б, 47/Б, 55/Б—кв. диориты Спитакского интрузива; 138/Б, 148/Б, 179/Б, 203/Б—кв. диориты Анкаванского интрузива, 19/Б—северо-западнее пер. Памбакск., 40/Б—у с. Памб-Арм; 47/Б—в 1 км к северу от с. Гехарот; 55/Б—у с. Гехарот; 138/Б, 148/Б—юго-западнее Анкавана; 179/Б—в 2,5 км к СЗ от Анкавана; 203/Б—в 2 км к ЮЗ от Анкавана.

молибдена, серебра, галлия, но пониженным — хрома, никеля, меди, цинка.

Дополнительные интрузивы плагиогранитов Банушского массива (табл. 29, проба 12) характеризуются повышенным содержанием молибдена, олова, серебра, германия, ниобия, свинца, а также большинства элементов группы железа, но пониженным — титана, меди по сравнению с вмещающими их плагиогранодиоритами (табл. 27).

Таблица 27

Результаты количественного спектрального анализа
плагиогранодиоритов Алавердского района

№№ проб микроэлемент.	11	279	337а	752	среднее из 4 анализ.
Cr	$3,0 \cdot 10^{-4}$	—	$1,0 \cdot 10^{-3}$	—	$3,2 \cdot 10^{-4}$
Ti	$3,1 \cdot 10^{-1}$	$9,0 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-1}$	$4,7 \cdot 10^{-1}$	$2,7 \cdot 10^{-1}$
V	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-2}$	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$8,7 \cdot 10^{-3}$
Ni	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$7,2 \cdot 10^{-4}$
Co	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$8,2 \cdot 10^{-4}$	$7,3 \cdot 10^{-4}$
Mo	$8,5 \cdot 10^{-5}$	$8,5 \cdot 10^{-5}$	$9,3 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$
Sn	$1,4 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$6,7 \cdot 10^{-5}$
Bi	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—
Ag	$7,7 \cdot 10^{-5}$	$8,6 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$5,2 \cdot 10^{-5}$	$6,1 \cdot 10^{-5}$
Cu	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$6,1 \cdot 10^{-3}$
Zn	$9,1 \cdot 10^{-3}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$
Pb	$5,8 \cdot 10^{-4}$	—	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$
Ge	—	—	—	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-5}$
Ga	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$
In	—	—	—	—	—
Zr	$3,0 \cdot 10^{-4}$	—	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$3,4 \cdot 10^{-4}$
Cd	$3,5 \cdot 10^{-4}$	—	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$
Nb	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	$2,0 \cdot 10^{-4}$
Be	—	—	—	—	—

11—средняя проба, приготовленная из плагиогранодиоритов Банушского массива; 279—среднезерн. плагиогранодиорит, в 3 км к югу от с. Ходжорния; 337а—мелкозерн. плагиогранодиорит, юго-восточнее отм. 2076,2; 752—гибридная порода кв. диоритового состава у с. Бардазор.

Дополнительные интрузивы (табл. 29) от гранитов (табл. 28) отличаются повышенным содержанием меди, серебра, галлия и элементов группы железа (кроме титана), но пониженным — свинца, циркония, ниобия.

Как видно из табл. 30, разные типы и однотипные породы жильной фазы из разных пунктов и интрузивов обладают как общими, так и своеобразными геохимическими особенностями.

Все породы габбро-диорит-плагиогранодиоритовой формации в целом обнаруживают геохимические особенности,

Результаты количественного спектрального анализа гранитов Алавердского района и Цавского массива

№№ проб микроэлемент.	13	636	837	625	12/57	21/57	58/57	среднее из 7 анализов
Cr	$3,8 \cdot 10^{-4}$	—	$1,1 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—	$2,1 \cdot 10^{-4}$
Ti	$1,6 \cdot 10^{-1}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-1}$	$4,8 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-1}$	$3,8 \cdot 10^{-1}$	$4,7 \cdot 10^{-1}$	$2,6 \cdot 10^{-1}$
V	$1,4 \cdot 10^{-3}$	—	$9,2 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$5,1 \cdot 10^{-3}$
Ni	$5,5 \cdot 10^{-4}$	—	$8,2 \cdot 10^{-4}$	—	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	—	$3,5 \cdot 10^{-4}$
Co	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	$2,8 \cdot 10^{-4}$	—	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$	—	$1,5 \cdot 10^{-4}$
Mo	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$8,4 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$
Sn	$2,2 \cdot 10^{-4}$	—	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	$5,0 \cdot 10^{-5}$	—	$6,0 \cdot 10^{-5}$	$5,5 \cdot 10^{-5}$	$7,8 \cdot 10^{-5}$	$8,0 \cdot 10^{-5}$	$6,6 \cdot 10^{-5}$	$5,5 \cdot 10^{-5}$
Cu	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$7,6 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$
Zn	$7,0 \cdot 10^{-3}$	—	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$
Pb	$7,0 \cdot 10^{-4}$	—	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$7,2 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$8,4 \cdot 10^{-4}$
Ge	—	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$
Ga	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	—	—	$7,2 \cdot 10^{-4}$
In	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$4,9 \cdot 10^{-4}$	—	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$9,8 \cdot 10^{-4}$
Cd	—	—	—	$3,2 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	$4,6 \cdot 10^{-5}$
Nb	$6,1 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-4}$
Be	—	—	—	—	—	—	—	—

13—средняя проба, приготовленная из гранитов разных выходов; 636—мелкозерн. гранит, западнее с. Бардазор;
 837—мелкозерн. гранит, юго-западнее с. Чочкан; 625—среднезерн. гранит, юго-восточнее с. Ходжорния; 12/57—
 гранит, северо-западнее с. Цав; 21/57—гранит, восточнее с. Цав; 58/57—гранит, русло р. Цав, севернее отм.
 1593,5.

Таблица 29

Результаты количественного спектрального анализа пород дополнительных интрузивов габбро-диорит-
плагиигранодиоритовой формации верхнеюрско-нижнемелового цикла

№№ проб микроэлемент.	3	12	177	среднее из 3 анал.	№№ проб микроэлемент.	3	12	177	среднее из 3 анал.
Cr	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$6,1 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	Cu	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$6,3 \cdot 10^{-3}$
Ti	$1,8 \cdot 10^{-1}$	$2,1 \cdot 10^{-1}$	$1,6 \cdot 10^{-1}$	$1,8 \cdot 10^{-1}$	Zn	$5,2 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$
V	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	Pb	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$8,4 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$6,7 \cdot 10^{-4}$
Ni	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	Ge	$1,8 \cdot 10^{-4}$	—	—	$0,6 \cdot 10^{-4}$
Co	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$8,8 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$7,1 \cdot 10^{-4}$	Ga	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$
Mo	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$7,4 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	In	—	—	—	—
Sn	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	—	$1,1 \cdot 10^{-4}$	Zr	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	—	—	—	Cd	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	Nb	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$
Ag	$7,9 \cdot 10^{-5}$	$7,8 \cdot 10^{-5}$	$5,8 \cdot 10^{-5}$	$7,2 \cdot 10^{-5}$	Be	—	—	—	—

3—средняя проба, приготовленная из дополнит. интрузивов плагиигранитов Кохбского массива; 12—средняя проба, приготовленная из дополнит. интрузивов плагиигранитов Банушского массива; 177—плагиигранит дополнит. интрузивов Кохбского массива, у с. Техут.

Таблица 30

Результаты количественного спектрального анализа жильных пород, связанных с интрузивами габбро-диорит-плагиогранодиоритовой формации верхнеюрско-нижнемелового тектоно-магматического цикла

№№ проб микро-элемент.	272 ^а	171 ^а	289	271 ^а	22/Б	146 ¹ /Б	101	409 ^а	871	202 ² /Б
Cr	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$3,4 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	—	—	$6,8 \cdot 10^{-4}$	—
Ti	$6,0 \cdot 10^{-2}$	$2,1 \cdot 10^{-1}$	$8,4 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-1}$	$3,2 \cdot 10^{-1}$	$3,8 \cdot 10^{-1}$	$3,5 \cdot 10^{-2}$	$4,7 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$5,4 \cdot 10^{-2}$
V	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$9,2 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$2,9 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$7,4 \cdot 10^{-4}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$
Ni	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$7,3 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$7,8 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$
Co	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-4}$	$6,7 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	—
Mo	$8,5 \cdot 10^{-5}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$5,3 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$8,4 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$
Sn	—	$1,2 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—
Bi	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$7,6 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-5}$	$7,1 \cdot 10^{-5}$	—	—	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$9,0 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-5}$	$4,5 \cdot 10^{-5}$
Cu	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$9,9 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$7,3 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$
Zn	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	$6,2 \cdot 10^{-3}$	—
Pb	—	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$7,4 \cdot 10^{-4}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$4,8 \cdot 10^{-4}$
Ge	—	—	—	—	—	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	—	—
Ga	$2,9 \cdot 10^{-4}$	$9,4 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	—	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$8,2 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$
In	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	—	—	—	—	$8,8 \cdot 10^{-4}$	$8,6 \cdot 10^{-4}$	—	$5,4 \cdot 10^{-4}$	—	$7,4 \cdot 10^{-4}$
Cd	$3,1 \cdot 10^{-4}$	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—	—	—
Nb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Be	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

272^а 289—диорит-порфирит, Кохбский интрузив; 171^а 271^а—кв. диорит-порфирит, там же; 22/Б—кв. диорит-порфирит, Спитакский интрузив; 146¹/Б—диорит-порфирит, Анкаванский интрузив; 101, 409^а—плагиоаплит, Кохбский интрузив; 871—жильный гранит, Чочканский интрузив; 202²/Б—пегматит, Спитакский интрузив.

выражающиеся в повышенных против кларка содержаниях ванадия, серебра, меди, цинка, кадмия, в кларковых — титана, пониженных — хрома, олова, свинца, германия, галлия, циркония, ниобия. Висмут, сурьма, индий, бериллий находятся в содержаниях ниже предела чувствительности методики.

Поведение молибдена, кобальта, никеля меняется в зависимости от состава пород. Так, молибден присутствует ниже кларка в плагиогранодиоритах, в кларковых — в гранитах, выше кларка в дополнительных интрузивах плагиогранитов. Никель встречается в нижекларковых содержаниях в плагиогранодиоритах и гранитах, вышекларковых — в кварцевых диоритах и дополнительных интрузивах плагиогранитов. Кобальт превышает кларк во всех типах пород за исключением гранитов, в которых присутствует ниже кларка.

Метаморфизм и рудообразование. На начальных стадиях изменение боковых пород сказывалось на их термоморфизме без привноса или выноса компонентов из метаморфизируемых пород. Действие термального метаморфизма обычно выражено слабо, что объясняется гипабиссальными условиями формирования интрузивов. Последующие стадии метаморфизма характеризовались выделением из магмы постмагматических растворов, производивших воздействие как на продукты термометаморфизма, так и на боковые породы вдали от контактов. В частности, происходил вынос из них железа, магния, кальция и привнос кремния, натрия и других элементов с образованием более кислых пород.

Наиболее широкие контактовые ореолы возникли в связи с крупными интрузивами кварцевых диоритов. Здесь контактовые породы представлены разнообразными роговиками, рассланцованными породами типа амфиболитов и скарнами. Продукты гидротермальной деятельности кварцевых диоритов представлены вторичными (в том числе андалузитоносными) кварцитами, развитыми в виде небольших полос.

У непосредственных контактов плагиогранодиоритов встречаются мраморы и роговики. Но среди измененных пород резко преобладают продукты контактово-метасоматических процессов, образующие мощные полосы осветленных пород. Наиболее слабо контактовые изменения проявлены в связи с гранитами.

Автометаморфизм интрузивов выражается в основном в альбитизации, кварцитизации, хлоритизации, эпидотизации, серицитизации, каолинизации. Обычно каолинизация и серицитизация характерны гранитам, хлоритизация и эпидотизация — гибридным гранитоидам, альбитизация и кварцитизация — кислым гранитоидам натриевой щелочности. За счет

материнских пород часто образовывались спилзиты, альбиты и др.

В области развития габбро-диорит-плагиогранодиоритовой формации находятся рудные месторождения. Однако в определенной генетической связи с породами указанной формации образовались железорудные месторождения (Цакеридош, Шишкерт и др.), медные, медно-пиритовые, медно-молибденовые проявления, баритовые и золоторудные жилы.

Генетическая связь оруденения с интрузивными породами габбро-диорит-плагиогранодиоритовой формации доказывается тесной пространственной приуроченностью месторождений к гранитоидам формации и геохимическим родством интрузивных пород и рудных тел (С. И. Баласанян)¹⁸.

II. СРЕДНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Среднегеосинклинальный подэтап отвечает верхнемеловому-палеоценовому тектоно-магматическому циклу. В собственно геосинклинальную стадию этого цикла в связи с общим прогибанием Малого Кавказа вулканизм охватывает широкое поле, но он приурочивается главным образом к Прикуринской, Присеванской и Приараксинской зонам. Вулканические процессы наиболее интенсивно и длительно развиваются в первой зоне.

Продукты эффузивной деятельности представлены главным образом производными основной магмы, составляющими базальт-андезитовую формацию. Породы ее перемежаются с туфогенными и осадочными образованиями. В разных зонах они занимают несколько различные стратиграфические положения, что и дало повод некоторым исследователям расчленить их на две вулканические формации — спилит-диабазовую и базальт-андезитовую (Р. Т. Джрбашян и др.⁴⁰). Разрезы вулканогенных пород в разных районах по составу также заметно отличаются друг от друга.

В связи с интенсивным прогибанием Присеванского и Приараксинского прогибов последовательно формируются гипербазитовая и габбровая формации, которые приурочены к глубинным разломам. Однако их возраст является дискуссионным. Одни считают их верхнемеловыми, другие — третичными, третьи — верхнемеловыми и третичными.

В инверсионную стадию во многих прогибах Прикуринской зоны основной вулканизм сменяется кислым, давшим липаритовую формацию натри-калиевого характера. Одновременно в Иджеванском прогибе в связи с нисходящими

движениями продолжается формирование основных вулканитов базальт-андезитовой формации.

Интересно также отметить, что на территории Азербайджанской ССР в Апджакендском прогибе верхнемеловой вулканизм проявляется в порядке возрастающей основности. Здесь в основании разреза, по Р. Н. Абдуллаеву, залегают кислые вулканиты, сменяющиеся кверху основными.

В период инверсии в пределах Присеванской зоны внедряются мелкие интрузивы плагиогранитного состава, которые нами рассматриваются в качестве самостоятельной плагиогранитовой формации. С. А. Паланджян⁷¹ относит их к габброидному комплексу. По-видимому, плагиограниты являются интрузивными аналогами пород липаритовой формации среднегеосинклинального подэтапа, хотя они пространственно разобщены. Липариты большей частью имеют натриевый характер и по химическому составу весьма сходны с породами плагиогранитовой формации.

Таким образом, в продолжение среднегеосинклинального подэтапа образовался следующий ряд магматических формаций: 1) базальт-андезитовая; 2) гипербазитовая; 3) габбровая; 4) Na-K липаритовая; 5) плагиогранитовая.

Базальт-андезитовая формация

Продукты основного вулканизма среднегеосинклинального подэтапа, составляющие базальт-андезитовую формацию, распространены в северной Армении (Таузский, Иджеванский и др. прогибы), в долине р. Веди (Еревано-Вединский прогиб) и в бассейне оз. Севан (Севано-Акеринский прогиб). В первых двух районах они детально изучены А. Х. Мнацаканян⁶¹, а в бассейне оз. Севан — С. Б. Абовяном². Краткая характеристика их приводится ниже по данным этих авторов.

В северной Армении породы базальт-андезитовой формации пользуются наибольшим развитием. Наиболее ранние представители их локализованы в пределах Иджеванского и Таузского прогибов, где представлены обломочными и пирокластическими породами андезито-дацитового и дацитового составов с весьма редкими потоками долеритовых порфириров (с. Ачаджур).

Широкое распространение имеет более поздний и сложный комплекс вулканогенно-обломочных и лавовых пород различных составов, мощность которого варьируется от 140 до 880 м. Соотношения обломочных и лавовых пород в составе комплекса меняются в различных разрезах и на разных горизонтах одного и того же разреза.

Лавы образуют потоки и покровы, сложенные базальтовыми, долеритовыми и андезитовыми порфиритами, развитыми в средних и верхних частях разрезов. Первые иногда образуют линзовидные тела. По контактам крупных пачек различных пород отмечаются сложные многоярусные пластовые залежи, сложенные вышеперечисленными типами пород. В нижних горизонтах разрезов отмечаются дайки базальтов, оливиновых диабазов, долерит-порфиритов и субвулканические тела андезитов.

Вулкано-кластические образования представлены лавовыми и вулканическими брекчиями и конгломератами, туфами и туфитовыми песчаниками. Вулканические брекчии составляют главную массу комплекса и характеризуются базальтовым, андезито-базальтовым, иногда андезитовым составом. В горизонтальном и вертикальном направлениях они местами постепенно сменяются конгломератами. Включения брекчий и конгломератов обычно представлены миндалекаменными базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиритами. Лавовые брекчии пользуются незначительным развитием и имеют базальтовый состав. Туфы встречаются небольшими прослоями среди вулканических брекчий и состоят из угловатых обломков порфиритов базальтового-андезито-базальтового состава и стекловатой массы.

Как показали петрографические исследования А. Х. Мнацаканян⁵⁷, среди пород лавовой фации выделяются оливиновые базальтовые, долеритовые и диабазовые порфириты, плагиобазальтовые, мандельштейновые, андезито-базальтовые и андезитовые порфириты. Оливиновые базальтовые порфириты являются одним из широко развитых типов пород в нижних горизонтах формации. В них фенокристаллы представлены плагиоклазом (№ 92—93 в центральных частях, № 78—80 в краевых зонах), клинопироксеном, оливином. Гиалопилитовая, микродолеритовая и интерсертальная основные массы состоят из плагиоклаза (№ 58—62), клинопироксена, рудного минерала и стекла. Оливиновые долеритовые и диабазовые порфириты отличаются от предыдущих типов большей кристалличностью основной массы и более крупными размерами вкрапленников. Они составляют крупные потоки, пластовые тела и дайки.

Плагиобазальтовые порфириты отличаются от выше отмеченных типов почти полным отсутствием фенокристаллов цветных минералов и преобладающей ролью основного плагиоклаза. Чаще всего они встречаются в средних горизонтах разреза по р. Тавуш. Мандельштейновые порфириты — один из широко развитых типов пород в обломочной части туфобрекчий и в верхах лавовых потоков. Вкрапленники-плагио-

клас (№ 76—82), оливин, клинопироксен. Для основной массы характерно большое количество стекловатого базиса. Обильные в породах миндалины обычно оторочены палагонит-хлоритовой каймой и выполнены агрегатами цеолитов.

Андезитовые и андезито-базальтовые порфириты пользуются ограниченным распространением, за исключением района с. Саригюх. Среди них выделяются гиперстеновые, двупироксеновые, роговообманковые и плагиоклазовые разновидности. Встречаются мандельштейновые андезитовые порфириты, характеризующиеся наличием обильных миндалин и жеод, заполненных опалом, халцедоном, агатом, кварцем, аметистом. В андезитовых порфиритах вкрапленники представлены плагиоклазом, гиперстеном, клинопироксеном, реже роговой обманкой. Состав плагиоклаза изменяется в широких пределах от № 35 до № 63.

Из пород пирокластической фации большое развитие имеют туфы разных составов. Среди туфов дацитового состава района с. Ноемберян различаются фельзитовые, витрокристаллокластические, реже литокластические разновидности. Туфы андезито-дацитового состава обычно кремове-желтые породы с обломками минералов, темноокрашенных пород и линзовидными стекловатыми включениями. Среди обломков встречаются андезин, клинопироксен, кварц, вулканическое стекло, долеритовые порфириты, песчаники и др. Туфы базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов состоят из неправильных обломков базальтовых оливиновых и мандельштейновых порфиритов, основного плагиоклаза, клинопироксена, разложенного оливина, сцементированных обломочным материалом.

В долине р. Веди к базальт-андезитовой формации относится Хосровская свита, расположенная между осадочными отложениями турона и коньяка. В основании ее залегают миндалекаменные порфириты и обломочные разновидности — лавовые, иногда туфовые брекчии, мелкообломочные туфы. Породы лавовой фации представлены базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, среди которых выделяются диабазовые, базальтовые, миндалекаменные и вариолитовые разновидности. Вкрапленники — плагиоклаз, клинопироксен, реже оливин. Все они совместно с основной массой сильно изменены.

В бассейне оз. Севан вулканогенные образования базальт-андезитовой формации обнажаются на северо-восточном (восточнее с. Артаниш и юго-восточнее с. Памбак) и южном (в верховье р. Масрик) побережьях. По С. Б. Абовяну², они представлены преимущественно диабазами, диабазовыми, базальтовыми и андезито-базальтовыми порфири-

тами. Встречаются также дайки диабазов и диабазовых порфиритов. Небольшим развитием пользуются обломочные разности, представленные туфоконгломератами и туфогенными породами.

Диабазы и диабазовые порфириты в виде отдельных потоков располагаются под базальтовыми порфиритами. Первые, сильно разложенные породы, состоящие из леист плагиоклаза, клинопироксена, магнетита и вторичных минералов. В диабазовых порфиритах вкрапленники представлены лабрадором и диопсидом, которые обычно разложены.

Базальтовые порфириты мелкозернистые плотные породы. Структура порфировая с микрокристаллической и пилотакситовой основной массой. Вкрапленники — лабрадор, реже клинопироксен. Основная масса, состоящая главным образом из тех же минералов, интенсивно хлоритизирована, карбонатизирована, эпидотизирована.

Андезито-базальтовые порфириты залегают в верхних частях вулканогенных образований и отличаются от базальтовых порфиритов пониженным содержанием цветных минералов и меньшей основностью плагиоклаза (он представлен андезином).

Обломочные разности состоят из обломков вышеописанных вулканитов, сцементированных туфогенным материалом. Последний состоит из кальцита, хлоритового глинистого и кремнистого вещества.

В табл. 31 даны средние химические составы пород базальт-андезитовой формации Северной Армении по А. Х. Мнацаканян⁶¹. В последней графе приведен средний химический состав пород формации, вычисленный на основании 25 анализов.

В общих чертах для пород базальт-андезитовой формации характерны пониженная кислотность и щелочность (особенно калиевая), повышенное содержание глинозема и более или менее отчетливо выраженный натриевый облик. Средний состав (последняя графа) близко подходит к андезито-базальтам, отличаясь теми же особенностями.

По данным А. Х. Мнацаканян, породы формации характеризуются значительно повышенным содержанием бария, ванадия, свинца, цинка, серебра, отчасти кобальта, галлия, иттрия, пониженным — элементов группы железа (исключение составляет титан), меди, молибдена. Весьма редко встречаются лантан, ниобий, бериллий.

В районе с. Саригюх Иджеванского района в связи с породами базальт-андезитовой формации образовалось крупное месторождение бентонитовых глин, небольшие проявления марганца и месторождения агата. Их формирова-

Таблица 31

Средние химические составы главных типов пород базальт-андезитовой формации среднегеосинклинального подэтапа

Окислы и числа Заварицкого	Базальты (14 анал.)	Андезито- базальты (4 анал.)	Андезиты (7 анал.)	Среднее из 25 анал.
SiO ₂	47,09	53,38	59,60	53,36
TiO ₂	0,62	0,83	0,58	0,68
Al ₂ O ₃	20,24	17,80	16,46	18,17
Fe ₂ O ₃	5,08	4,96	4,25	4,76
FeO	5,79	3,77	2,23	3,93
MnO	0,17	0,13	0,20	0,17
MgO	5,03	3,71	2,90	3,88
CaO	10,48	7,82	5,65	7,98
Na ₂ O	3,48	3,36	3,66	3,50
K ₂ O	0,92	1,33	1,59	1,28
H ₂ O	0,62	0,38	0,63	0,54
nnn	1,28	3,08	2,10	2,15
a	9,6	9,8	10,9	10,1
c	9,6	7,6	6,1	7,8
b	23,6	18,3	12,6	18,1
s	57,2	64,3	70,4	64,0
a'	—	—	—	—
f'	45,4	44,3	49,6	46,4
m'	37,8	35,8	40,6	38,1
c'	16,8	19,9	9,8	15,5
n	85,0	79,7	77,9	80,9

ние связывается с верхнемеловыми поствулканическими гидротермальными процессами (И. Г. Магакьян, А. Т. Аслапьян).

Гипербазитовая и габбровая формации

Названные две формации характеризуются тесной пространственной сопряженностью и образуют два узких и прерывистых пояса — Присеванский (Севано-Амасийский) и Приараксинский (Вединский). Наиболее крупным из них является первый, который начинается в районе с. Амасия и, протягиваясь вдоль северо-восточного побережья оз. Севан, переходит на территорию Азербайджанской ССР, доходя до бассейна р. Акера. Общая протяженность его составляет примерно 400 км, ширина от 2 до 10 км.

Присеванский пояс располагается в контактовой полосе двух крупных тектонических зон Малого Кавказа, представляющей интрагеосинклинальный прогиб. Эта полоса характеризуется наличием разломов глубокого заложения, интен-

сивной линейной складчатостью, сопровождающейся возникновением изоклинальных структур, к которым приурочено большинство интрузивов гипербазитовой и габбровой формаций.

Присеванский пояс протягивается в северо-западном направлении, очерчивая в плане дугу. В средней части его располагаются наиболее крупные массивы, в двух концах интрузивы становятся более мелкими и разбросанными. Внутри пояса отдельные тела вытянуты в том же северо-западном направлении.

Приараксинский пояс приурочен к одноименному глубинному разлому, он также протягивается в северо-западном направлении на расстояние около 90 км. Наибольшее концентрирование офиолитовых пород наблюдается в бассейне верхнего течения р. Веди, где они образуют многочисленные незначительные по размерам штокообразные и дайкообразные тела, приуроченные к второстепенным складчатым структурам преимущественно северо-западного простирания.

Гипербазитовая формация. К этой формации относятся ультраосновные породы Присеванского и Вединского поясов. Раньше их объединяли с габбровыми породами в единую габбро-перидотитовую формацию. Однако детальные исследования, проведенные С. А. Паланджяном⁷¹ в юго-восточной части Севанского хребта, позволили ультраосновные породы, предшествующие внедрению габброидов, выделить в качестве самостоятельного гипербазитового комплекса.

Возраст, как ультраосновных, так и основных интрузивных пород в настоящее время большинством исследователей определяется как досенонский по факту налегания на них сенонских отложений и по наличию их галек в сенонских конгломератах северо-восточного побережья оз. Севан.

Породы гипербазитовой формации имеют большое распространение и представлены гарцбургитами, дунитами, лерцолитами, верлитами. Встречаются и незначительные шшировидные тела пироксенитов.

В пределах Присеванского пояса гипербазиты наиболее широко развиты на северо-восточном побережье оз. Севан, где они тесно ассоциируются с породами базальт-андезитовой формации среднегеосинклинального подэтапа. Их выходы обнажаются также в Степанаванском и Амасийском районах. Небольшие тела ультраосновных пород входят в состав второго Вединского пояса.

Гипербазиты образуют самостоятельные однофазные интрузивы, но чаще всего они совместно с габброидами участвуют в строении более или менее крупных массивов Базумского хребта (Мумухан-Красарский, Катнахпюр-Карахач-

ский, Желто-Чернореченский) и бассейна оз. Севан (Шоржинский, Артанишский, Джил-Сатанахачский, Шишкаинский и др.).

Наиболее крупным гипербазитовым массивом является Караиман-Зодский, расположенный в юго-восточной части Севанского хребта. Он вытянут в северо-западном направлении и приурочен к ядру антиклинали, сложенной верхнемеловыми отложениями. По данным Т. Ш. Татевосяна, С. Б. Абоян, С. А. Паланджяна, в строении массива резко преобладают гарцбургиты и их серпентинизированные разновидности. Встречаются также дуниты, лерцолиты, верлиты, первые из которых в центральной части массива образуют линзовидные выходы, а остальные приурочены к эндоконтактам. По наблюдениям С. А. Паланджяна местами развиты метасоматические тела и прожилки энстатитов, бронзититов, вебстеритов, локализованные на участках дробления гарцбургитов и дунитов.

Согласно Т. Ш. Татевосяну, С. Б. Абояну, перидотиты являются резко преобладающими среди ультраосновных пород. Минеральный состав их представлен оливином, энстатитом, клиноэнстатитом, хромэнстатитом, гиперстеном, бронзитом, диаллагом, авгитом и хромшпинелидами, присутствующими в разных сочетаниях и количествах. С. Б. Абоян² отмечает, что около половины площади перидотитовых выходов всех массивов сложен лерцолитами, а вторую половину составляют гарцбургиты и верлиты вместе.

По С. А. Паланджяну⁷¹, наиболее распространенными породами гипербазитов юго-восточной части Севанского хребта являются гарцбургиты и их серпентинизированные разновидности. Последние имеют простой минеральный состав: оливин, энстатит, клинопироксен, хромшпинелид. Верлиты отличаются от гарцбургитов отсутствием энстатита и повышенным содержанием клинопироксена (диопсида).

По исследованиям того же автора, оливины гарцбургитов, дунитов, лерцолитов характеризуются небольшими колебаниями состава и представлены форстеритом или наиболее магнезиальными разновидностями хризолита. Ромбические пироксены отличаются высоким содержанием глинозема и принадлежат энстатитам. Для клинопироксена верлитов характерна низкая железистость, он относится к эндиопсидам.

Гипербазитам присуще однообразие аксессуарных минералов; в них присутствуют хромшпинелид, магнетит, пирротин, гематит, реже попадаются апатит, циркон. Руководящим из них является хромшпинелид.

В связи с формированием гипербазитовой формации широко проявилась серпентинизация. Серпентиниты встреча-

ются во всех ультраосновных интрузивах, слагая в них большие площади. Это массивные, иногда сланцеватые породы, состоящие из преобладающего серпентина, карбоната, хлорита, хромшпинелидов, магнетита, гематита, реже илдингита.

Таблица 32

Средние химические составы пород гипербазитовой формации
среднегеосинклинального подэтапа

Окислы	Дуниты (6 анал.)	Перидотиты (6 анал.)	Пироксениты (3 анал.)	Серпентиниты (11 анал.)	Среднее из 26 анал.
SiO ₂	36,07	38,28	43,80	38,08	39,57
TiO ₂	—	0,01	0,01	—	—
Al ₂ O ₃	0,82	2,60	4,36	2,80	2,66
Fe ₂ O ₃	4,64	5,59	3,03	5,15	4,90
FeO	3,77	3,60	1,30	1,44	3,10
MnO	0,21	0,10	0,10	0,04	0,10
MgO	42,72	36,54	27,42	36,02	34,38
CaO	0,28	1,81	11,10	2,23	4,68
Na ₂ O	0,25	0,24	0,32	0,05	0,22
K ₂ O					

Данные табл. 32 и имеющиеся химические анализы показывают, что породы гипербазитовой формации отличаются обычно пониженной кислотностью, щелочностью и железистостью, но повышенной магниезальностью. Им часто присуще также пониженное содержание извести и глинозема. Средний состав (последняя графа) близко подходит к перидотитам, отличаясь теми же признаками.

Таблица 33

Результаты количественного спектрального анализа пород
гипербазитовой формации среднегеосинклинального подэтапа

№ № проб микро- элемент.	553/П	260/П	среднее из 2 анал.	№ № проб микро- элемент.	553/П	260/П	среднее из 2 анал.
Cr	$3 \cdot 10^{-1}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-1}$	Sn	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,55 \cdot 10^{-3}$
Ti	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	Cu	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,85 \cdot 10^{-3}$
V	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	Zn	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,75 \cdot 10^{-3}$
Ni	$2 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$1,8 \cdot 10^{-1}$	Pb	—	—	—
Co	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$8,8 \cdot 10^{-3}$	Ga	—	—	—
Mo	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	Zr	—	—	—

553/П—гарцбургит, верховье р. Конгур; 260/П—серпентинит, севернее с. Джанахмед.

Судя по данным табл. 33, гипербазиты характеризуются нижекларковыми содержаниями титана, ванадия, кобальта, цинка, кларковыми — хрома, никеля, меди, вышекларковыми — молибдена, олова. В них не обнаружены свинец, галлий, цирконий.

С гипербазитовой формацией связаны многочисленные небольшие гистеромагматические месторождения высококачественного хромита (Шоржа, Джил и др.), проявления платины, месторождения асбеста, магнезита.

Габбровая формация. Габброиды Присеванского и Вединского поясов совместно с небольшими жильными и неправильными телами пироксенитов и верлитов бассейна оз. Севан, секущими, по С. А. Паланджяну, габброиды, объединяются в самостоятельную габбровую формацию. Отметим, что С. А. Паланджян к этой формации («комплексу») относит также плагиогранитовые интрузивы северо-восточного побережья оз. Севан.

Габбровые породы либо образуют самостоятельные штокообразные и дайкообразные интрузивы (Адатапский, Красносельский и др.), либо совместно с гипербазитами составляют многочисленные массивы Присеванского и Вединского поясов. Они во многих местах рвут гипербазиты и являются явно молодыми по отношению к ним.

По данным Т. Ш. Татевосяна и С. Б. Абовяна, основные породы представлены нормальными, роговообманковыми и оливиновыми габбро, норитами, габбро-норитами, троктолитами и анортозитами. Все они нередко встречаются совместно в пределах одного и того же интрузива и характеризуются постепенными взаимопереходами. Их главные минералы: основной плагиоклаз, моноклинные и ромбические пироксены, роговая обманка и оливин. Акцессорные минералы — магнетит, редко ильменит, апатит, хромшпинелиды. Вторичные минералы — эпидот, цоизит, хлорит, редко серпентин, пренит.

Троктолиты состоят из доминирующего плагиоклаза, сливина, незначительного количества хромшпинелидов и магнетита. Анортозиты представлены небольшими линзообразными и шширообразными телами в эндоконтактах габбро. Они образуют и жилы, которые секут габбро и гипербазиты. Анортозиты средне-, крупно- и грубозернистые лейкократовые породы, в которых размеры плагиоклаза колеблются от 2 до 20 мм. Минеральный состав: плагиоклаз, оливин, клинопироксен, магнетит, хромшпинелиды.

По данным С. А. Паланджяна, габброиды юго-восточной части Севанского хребта являются многофазными. Породы первой интрузивной фазы, являющиеся резко преобладаю-

щими, представлены габбро и габброноритами, которые в эндоконтактных частях постепенно переходят в роговообманково-пироксеновые, роговообманковые микрогаббро и офитовые кварцевые габбро. Породы жильной фазы — габбро-порфириды, беербахиты, роговообманковые и оливиновые габбро, габбро-диориты. Ко второй фазе относятся плосчатые лейкократовые габбро, участвующие в строении Кысаманского и Зодского интрузивов. Жильные породы — верлиты, пироксениты, анортозиты.

По исследованиям С. А. Паланджяна⁷¹, главные породообразующие и акцессорные минералы габброидов обнаруживают следующие особенности. Оливины характеризуются большими колебаниями состава, их железистость увеличивается при переходе от верлитов и пироксенитов к оливиновым габбро. Наблюдается возрастание железистости клинопироксенов в ряду верлит, пироксенит, габбро, лейкократовое габбро. Амфиболы принадлежат группе обыкновенной роговой обманки, причем наиболее магнезиальными из них являются бурые роговые обманки габброидов первой фазы.

Таблица 34

Средние химические составы и результаты количественного спектрального анализа пород габбровой формации среднегеосинклинального подэтапа

№№ п/п окислы и числа Заварицкого	1	2	№№ проб микроэлементы	1028/П	327/П
SiO ₂	45,80	45,56	Cr	1,2·10 ⁻³	6,2·10 ⁻²
TiO ₂	0,36	0,20	Ti	1,3·10 ⁻¹	9·10 ⁻²
Al ₂ O ₃	22,26	23,14	V	1,2·10 ⁻²	2,7·10 ⁻³
Fe ₂ O ₃	3,07	2,42	Ni	1,5·10 ⁻²	1,4·10 ⁻²
FeO	4,63	2,39	Co	5,4·10 ⁻³	1·10 ⁻³
MnO	0,09	0,07	Mo	1,3·10 ⁻⁴	1,2·10 ⁻⁴
MgO	6,61	5,47	Sn	—	1·10 ⁻³
CaO	14,27	14,98	Cu	1,6·10 ⁻²	3,1·10 ⁻³
Na ₂ O	1,12	2,53	Zn	4,8·10 ⁻³	1·10 ⁻³
K ₂ O	0,72	0,35	Pb	3,2·10 ⁻³	3·10 ⁻⁴
nnn	2,15	2,44	Ga	1,3·10 ⁻³	5,9·10 ⁻⁴
H ₂ O	0,30	0,17	Zr	—	—
a	3,7	6,8	—	—	—
c	14,8	13,9	—	—	—
b	24,5	21,6	—	—	—
s	57,0	57,7	—	—	—
f'	31,5	22,3	—	—	—
m'	50,0	47,7	—	—	—
c'	18,5	30,0	—	—	—
n	72	92	—	—	—

1—габброиды (18 анал.); 2—лейкократовые габбро (3 анал.) по С. А. Паланджяну; 1028/П—габбро, верховые р. Зод; 327/П—лейкократовое габбро, северо-восточнее с. Кысаман.

При омоложении пород происходит увеличение основности плагиоклаза (наиболее основной плагиоклаз содержит лейкократовые габбро и анортозиты).

Породы габбровой формации характеризуются более широким набором аксессуаров по сравнению с гипербазитами, наличием первичного магнетита и титановых минералов, более частой встречаемостью апатита и циркона. Помимо аксессуаров гипербазитов, в них установлены ильменит, рутил, сфен, апатит, циркон, гранат, халькопирит, герсдорфит, лимонит, малахит, ковелин, самородные медь и свинец. Магнетиты содержат намного больше титана, чем таковые гипербазитов.

Данные табл. 34 показывают, что габброиды отличаются от подобных пород повышенным содержанием глинозема, извести, но пониженным — кремнезема, магнезия, окислов железа и щелочей.

Геохимическая особенность их заключается в пониженном по сравнению с кларковым содержании титана, ванадия, кобальта, меди, цинка, галлия, кларковом — хрома, никеля, молибдена, повышенном — свинца (табл. 34). Габброиды (1028/П) от лейкократовых разностей (327/П) отличаются повышенным содержанием титана, ванадия, кобальта, меди, цинка, свинца, галлия и пониженным — хрома.

Na-K липаритовая формация

Формация локализована в Прикуринской зоне и Таузском прогибе. На территории Армянской ССР она хорошо изучена А. Х. Мнацаканян⁶¹, данными которой мы пользуемся.

Слагающие формацию породы представлены продуктами кислой магмы.

Среди них преобладают пирокласты, залегающие обычно в нижних горизонтах и сменяющиеся кверху породами лавовой фации.

Пирокластические образования имеют липаритовый и липарито-дацитовый состав и представлены различными туфами и лавовыми брекчиями. Последние в виде мелких жлоподобных тел участвуют в строении вулканических куполов липаритовых порфиров. Они состоят из обломков липаритовых порфиров, реже андезитовых порфиритов и вкрапленников минералов, погруженных в неоднородную лавовую массу.

Среди туфов выделяются агломератовые, кристаллокластические, витрокристаллокластические и фельзитовые разности. Первые обнажаются в нижних частях разрезов с. Кохб, р. Тавуш и с. Лалигюх, где образуют небольшой мощности

пласты, нередко чередующиеся с прослоями мелкообломочных туфов. Это грубообломочные розовато-желтые и буровато-красные породы, состоящие из угловатых, неправильных, редко изометричных обломков липаритовых порфиров, фельзитовых туфов, андезитовых порфиритов, кислого вулканического стекла, сцементированных кристалловитрокластической массой. Последняя слагается из кварца, альбита, обломочного строения неоднородной массы и стекловатого изотропного материала.

Кристаллокластические туфы — сероватые рыхлые породы, лишенные порфиробластов и состоящие из мельчайших обломков кварца, плагиоклаза и вулканического стекла. Фельзитовые туфы — плотные породы, состоящие из обломков кварца и кислого плагиоклаза, пластинок биотита и связывающего витрокластического материала.

На склонах гг. Уч-Гюль и Мровул встречаются мало-мощные потоки обсидиан-перлитов, заключенные между туфами и липаритовыми порфирами. Они смоляно-черные породы с шаровидными обособлениями буровато-коричневой окраски. Под микроскопом изотропное стекло обладает перлитовой микроотдельностью с концентрическими трещинками сферической формы.

Породы лавовой фации представлены липаритовыми и липарито-дацитовыми порфирами. Первые чаще всего образуют экструзивы, сосредоточенные в полосе северо-западного направления.

Липаритовые порфиры светлые, розовые и сероватые массивной и флюидалной текстуры породы, среди которых различаются плагиоклазовые, биотитовые, роговообманковые, гиперстен-роговообманковые и кварцевые разновидности. Вкрапленники плагиоклаза отвечают № 26—36, иногда по нему развивается калиевый полевой шпат. Гиперстен и кварц редко присутствуют во вкрапленниках. Структура основной массы разнообразная — фельзитовая, микропойкилитовая, паналлотриоморфнозернистая, гялопилитовая, пилотакситовая.

Липарито-дацитовые порфиры встречаются редко и представляют светло-серые, розоватые массивные и флюидалные породы с вкрапленниками полевого шпата. Под микроскопом в витрофировой основной массе выделяются фенокристаллы кислого андезина, редко роговая обманка.

В табл. 35 даны средние химические составы пород рассматриваемой формации, вычисленные А. Х. Мнацаканян⁶¹.

Для пород формации характерно преобладание натрия над калием. Но натриевая щелочность у них выражена не так отчетливо, как в кислых вулканических формациях ран-

Таблица 35

Средние химические составы пород Na и K липаритовой формации
среднегеосинклинального подэтапа

№№ п/п окислы	1	2	Среднее из 29 ана- лиз	числа За- варицкого	1	2	Среднее из 29 ана- лиз
SiO ₂	70,55	62,72	66,635	a	14,4	13,2	13,8
TiO ₂	0,25	0,63	0,44	c	2,2	4,2	3,2
Al ₂ O ₃	14,58	15,66	15,12	b	3,9	8,7	6,3
Fe ₂ O ₃	1,85	5,02	3,435	s	79,5	73,9	76,7
FeO	0,61	0,82	0,715	a'	13,6	1,7	7,6
MnO	0,03	0,15	0,09	f'	57,0	61,9	59,5
MgO	0,67	1,80	1,235	m'	29,4	36,4	32,9
CaO	1,76	3,28	2,52	c'	—	—	—
Na ₂ O	4,32	4,09	4,20	n	63,9	70,2	67,0
K ₂ O	3,63	2,58	3,10				
H ₂ O	1,20	0,95	1,07				
nnn	0,80	2,01	1,40				

1—липарты (25 анал.), северная Армения; 2—липартито-дациты (4 анал.), там же.

негеосинклинального подэтапа. От последних они отличаются некоторым повышенным содержанием окиси калия. Липарты по сравнению с аналогичными породами содержат больше натрия, но меньше — калия и кремния.

Для пород формации, по данным А. Х. Мнацаканян, характерно повышенное содержание хрома, никеля, титана, стронция. Несколько превышают кларковые содержания также бериллий, лантан, ниобий. В них установлено и наличие ванадия, кобальта, скандия, меди, свинца, серебра, галлия, бария, лития, иттрия, циркония, бора, молибдена, тория.

Плагиигранитовая формация

Многочисленные мелкие выходы северо-восточного побережья оз. Севан, сложенные главным образом плагиигранитами, нами объединены в самостоятельную плагиигранитовую формацию. За последние годы они детально были изучены С. А. Паланджяном⁷¹, данными которого мы пользуемся.

Породы плагиигранитовой формации являются явно более молодыми по отношению к габброидам офиолитового пояса Малого Кавказа. Как отмечает С. А. Паланджян⁷¹, в 3 км севернее с. Кясаман плагииграниты в виде жил пронизывают габбро. Кроме того, в плагиигранитах встречаются ксенолиты габбро, что указывает на значительный возраст-

ной разрыв между моментами внедрения габброидов и плагиогранитов.

Породы плагиогранитовой формации образуют небольшие штокообразные, реже дайкообразные и жильные тела. Наиболее крупное из них приурочено к западной части Кясаманского массива. Отметим, что многие из этих выходов раньше неверно были описаны как гранодиориты и граниты.

Породы главной интрузивной фации представлены плагиогранитами, а породы эндоконтактовой фации — кварцевыми диоритами, диоритами и габбро-диоритами.

Наличие в породах эндоконтактовой фации ксенолитов основных вулканитов базальт-андезитовой формации и габброидов, текстурная неустойчивость, неравномерное распределение цветных минералов свидетельствуют о гибридном происхождении отмеченных более основных типов пород.

Некоторые исследователи указывают на наличие в Кясаманском интрузиве постепенных переходов между габбровыми породами и кварцевыми диоритами. Однако по наблюдениям С. А. Паланджяна⁷¹, западная часть названного массива представлена самостоятельными штокообразными телами кварцевых диоритов и плагиогранитов.

Плагиограниты мелко- и среднезернистые серые или серо-зеленоватые породы. Они сильно катаклазированы. Структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав — плагиоклаз (олигоклаз, андезин) и кварц, первый из которых обычно доминирует. Широко развито микропегматитовое прорастание обоих минералов.

В минеральном составе в незначительном количестве иногда присутствуют биотит и роговая обманка. Акцессорные минералы: титано-магнетит, сфен. В искусственных шлихах отмечаются циркон и апатит. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, карбонатом, пренитом.

В гибридных породах фации эндоконтактов происходит возрастание содержания роговой обманки, иногда титано-магнетита, но уменьшение количества кварца. Состав плагиоклаза в них неустойчив (колеблется в пределах №№ 14—38).

Жильная фаза в связи с плагиогранитами проявлена слабо. Редко встречающиеся жильные породы представлены микроплагиогранитами, плагиогранит-порфирами, плагиоаплитами.

Постмагматическая деятельность, сопровождающая формирование плагиогранитовой формации, выразилась в основном в эпидотизации и хлоритизации пород.

Средние химические составы пород плагиогранитовой формации
среднегеосинклинального подэтапа

№№ п/п окислы и числа Зава- рицкого	1	2	3	4	5
SiO ₂	73,15	60,04	55,00	67,08	69,64
TiO ₂	0,23	0,34	0,62	0,23	0,12
Al ₂ O ₃	13,50	15,84	17,08	16,60	17,44
Fe ₂ O ₃	1,87	3,00	2,84	1,41	0,75
FeO	2,04	4,80	4,56	1,22	0,20
MnO	0,04	0,10	0,09	0,06	0,01
MgO	0,78	3,38	4,07	1,18	0,36
CaO	2,12	6,30	6,48	3,58	2,78
Na ₂ O	4,70	3,60	5,00	4,24	5,01
K ₂ O	0,56	0,65	0,52	1,14	0,79
H ₂ O	0,14	0,15	0,19	0,24	0,12
nnn	1,08	1,55	2,63	3,74	0,98
a	10,0	9,1	12,2	11,0	12,2
c	2,5	6,3	5,6	4,4	3,4
b	6,1	14,6	16,4	7,2	6,5
s	80,6	70,0	65,8	77,4	77,9
a'	25,5	—	—	36,6	64,7
f'	53,2	50,0	42,0	34,6	26,0
m'	21,3	39,6	43,5	28,8	9,3
e'	—	10,4	14,5	—	—
n	93	89	94	—	—

1—плагиограниты (17 анал.); 2—кв. диориты (8 анал.); 3—диориты (5 анал.); 4— жильный микроплагиогранит, ущелье р. Гедаквали; 5—плагиогранит-порфир, Зодское месторождение.

1—4 по С. А. Паланджану, 5—по Ш. О. Амирян.

Из табл. 36 видно, что породы плагиогранитовой формации обладают резко выраженной натриевой щелочностью. Плагиограниты по сравнению с гранитами содержат больше кремнезема, но меньше щелочей (калия). Гибридные разности (2, 3) отличаются повышенным содержанием глинозема, магнезии, извести и окислов железа. Плагиограниты (1) и связанные с ними жильные породы (4, 5) пересыщены глиноземом, в то время как гибридные разности (2, 3) относятся к нормальному ряду.

Результаты количественного спектрального анализа (табл. 37) показывают, что для пород плагиогранитовой формации характерны кларковые содержания меди, галлия и нижекларковые — хрома, титана, ванадия, никеля, кобальта, цинка, свинца, циркония; молибден несколько превышает кларк.

Таблица 37

Результаты количественного спектрального анализа пород плагиогранитовой формации
среднегеосинклинального подэтапа

№№ проб микроэлем.	143/П	312/П	840/П	среднее из 3 анал.	№№ проб микроэлем.	143/П	312/П	840/П	среднее из 3 анал.
Cr	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	Sn	—	—	—	—
Ti	$1 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$1,6 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	Cu	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$
V	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$12,9 \cdot 10^{-4}$	Zn	$1 \cdot 10^{-3}$	—	$6 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$
Ni	$1 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$5,3 \cdot 10^{-4}$	Pb	$6,8 \cdot 10^{-4}$	—	—	$2,3 \cdot 10^{-4}$
Co	$1 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	Ga	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$
Mo	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	Zr	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	—	$3,3 \cdot 10^{-3}$

143/П—верховье р. Караиман; 312/П—северо-восточнее с. Кясаман; 840/П—севернее с. Кясаман.
Все образцы — плагиограниты.

III. ПОЗДНЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Позднегеосинклинальный подэтап соответствует нижнеэоценовому-предверхнеэоценовому тектоно-магматическому циклу, в течение которого тектонические процессы и сопряженные с ними магматические явления разыгрываются преимущественно в пределах Армянского блока.

В начале первой стадии тектоно-магматического цикла, в связи с начавшимися в нижнем эоцене нисходящими тектоническими движениями, местами в юго-восточной и отчасти северо-западной частях Армянского блока усматривается излияние основной магмы, давшей ранние вулканиты базальт-андезитовой формации.

Основной вулканизм разрастается и достигает пароксизма в среднем эоцене. Продукты его слагают главную массу базальт-андезитовой формации. Последняя несогласно ложится на отложения дат-палеоцена и несогласно перекрывается верхнеэоценовыми образованиями. Максимальное проявление среднеэоценового вулканизма приурочивается к наиболее интенсивно прогибающейся Присеванской зоне, где образуется также главная масса пород габбро-диоритовой формации. На Прикуринском и, в особенности, Приараксинском блоках вулканические процессы проявляются слабо. Здесь известны незначительные вулканиты основного состава.

После среднего эоцена происходят восходящие колебательные движения, которые сменяются предверхнеэоценовыми складкообразовательными движениями. В эту инверсионную стадию тектоно-магматического цикла возникают липаритовая, затем габбро-диорит-гранодиоритовая формации.

Следовательно, позднегеосинклинальный подэтап характеризуется последовательным формированием следующих магматических формаций: 1. базальт-андезитовой; 2. габбро-диоритовой; 3. липаритовой; 4. габбро-диорит-гранодиоритовой.

Базальт-андезитовая формация

Продукты ниже-среднеэоценового основного вулканизма Армении объединяются в единую базальт-андезитовую формацию. В ее объем включены также многочисленные субвулканические тела среднего эоцена, которые локализованы в контурах одновозрастных основных и средних вулканогенных пород и обнаруживают с ними большое сходство вещественного состава.

Базальт-андезитовая формация в разных зонах и на от-

дельных участках одной и той же зоны отличается по составу и соотношениям лавовых, пирокластических и осадочных пород. Это объясняется тем, что геотектонические условия формирования названной вулканической формации в отдельных структурах были различными.

Наиболее ранние члены формации, относящиеся к нижнему эоцену, имеют ограниченное распространение. Их выходы известны в западной части Южного Сюника и в районе Спитакского перевала, где обычно, они несогласно залегают на отложениях дат-палеоцена и перекрываются среднеэоценовыми образованиями.

В районе Спитакского перевала они пользуются небольшим развитием и, по А. А. Габриеляну³⁴, состоят из туфобрекчий и туфоконгломератов порфиритов, сменяющихся выше по разрезу авгитовыми порфиритами, реже дацитами и их туфами.

Нижнеэоценовые вулканогенные породы Южного Сюника образуют мощную (1000 м) толщу, которая непрерывно прослеживается от Мегринского хребта на север к Пирямсарскому и Баргушатскому хребтам, а в западной части района слагает Зангезурский хребет. В основании толщи, по С. С. Мкртчяну⁶⁶, располагаются конгломераты, состоящие из окатанных галек порфиритов, сцементированных туфогенным материалом. Выше следует свита полосчатых туфитов, над которой залегает мощная (до 800 м) толща разнообразных по составу порфиритов с подчиненными слоями туфов, туфитов и туфобрекчий.

По новым данным О. П. Гуюмджяна³⁹, толща сложена базальтами, андезито-базальтами и андезитами палеотипного облика, местами с подчиненными прослоями и пачками туфоосадочных пород и лавобрекчий.

Для пород лавовой фации ассоциация минералов вкрапленников: плагиоклаз (лабрадор, андезин), клинопироксен, реже роговая обманка и биотит. Структура основной массы микролитовая, гиалопилитовая, интерсертальная. Она слагается из плагиоклаза, стекла и вторичных продуктов.

По С. С. Мкртчяну, эти породы обычно сильно эпидотизированы и хлоритизированы, а стекло основной массы раскристаллизовано с выделением пылевидных рудных включений. Ко вторичным минералам относятся хлорит, эпидот, серицит, соссюрит, карбонат, актинолит, кварц. Породы пирокластической фации, как отмечает С. С. Мкртчян, широко развиты внутри толщи и состоят из обломков плагиоклазовых и плагиоклаз-пироксеновых порфиритов. Туфогенные образования под воздействием гранитоидов ороговикованы.

В составе базальт-андезитовой формации количествен-

но резко преобладают вулканогенные породы среднего эоцена. Они пользуются наибольшим развитием в Севано-Ширакском синклинории, где главная масса их приурочена к центральной части. В основании среднеэоценовых отложений, по А. А. Габриеляну и О. А. Саркисяну, располагается свита известняков и известковистых песчаников мощностью до 250 м. Стратиграфически выше следует Ширакская свита туфоосадочных пород мощностью 1000 м, которая фациально замещается Кироваканской вулканогенной свитой. Последняя состоит из многократно чередующихся разнообразных порфиритов, и их пирокластов, переслаивающихся с туфопесчаниками и туфоконгломератами. Мощность ее свыше 1500 м.

К. А. Мкртчяном⁶⁴ среднеэоценовые отложения Базумского хребта подразделяются на три подсвиты: а) нижнюю-туфоосадочную; б) верхнюю-кератофировую; в) среднюю-порфировую.

Р. Т. Джрбашян⁴⁰ нижнесреднеэоценовый вулканогенный комплекс расчленяет на 4 свиты. Наиболее ранняя характеризуется чередованием лав разного состава (от базальтов до липаритов) и пирокластолитов с осадочными породами. В разрезе свиты снизу вверх последовательно располагаются дациты, андезито-дациты, базальты, андезиты, липариты. Вторая свита представлена туфоосадочными отложениями, третья свита — базальтами, андезитами, четвертая свита — дацитами, липаритами и их пирокластолитами.

Среднеэоценовые вулканиты описываемой формации хорошо обнажаются в пространстве между Кироваканом и Дилижаном. Здесь они характеризуются и большим разнообразием слагающих их пород. Среди пород лавовой фации преобладают андезито-базальты, андезиты, их туфобрекчии и туфы. Встречаются также базальтовые порфириты, мандельштейны, реже андезито-дациты.

Внутри среднеэоценового вулканогенного комплекса базальтовой магмы закономерности в отношении изменения кислотности пород не наблюдается. Лишь на участке с. Фиолетово—г. Бундук в восходящем разрезе состав вулканитов изменяется в сторону возрастания основности. Ниже, по нашим данным, приводится краткое описание вышеуказанных пород.

Базальтовые порфириты — темно-зеленые породы с фенокристаллами плагиоклаза. Структура порфировая с пилотакситовой и диабазовой структурой основной массы. Последняя слагается из плагиоклаза, большого количества мельчайших зерен черного рудного минерала, хлорита, эпи-

дота, цоизита, карбонатов. Иногда промежутки между произвольно расположенными лейстами плагиоклаза выполнены клинопироксеном и рудным минералом. Вкрапленники-плагиоклаз (№ 57), клинопироксен. Последний нередко замещается коричневой роговой обманкой.

Андезито-базальты — темно-серые породы, обнаруживающие под микроскопом отчетливую порфировую структуру с микролитовой структурой основной массы. Вкрапленники: плагиоклаз (№ 52—53), клинопироксен, реже роговая обманка. Среди них преобладает плагиоклаз. Клинопироксен по оптическим константам близко подходит к авгиту. Роговая обманка встречается редко в виде sdвойникованных кристаллов. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены более тонкозернистым агрегатом плагиоклаза, хлорита, магнетита, реже эпидота, цоизита.

Мандельштейны характеризуются наличием сферической формы пустот, выполненных преимущественно эпидотом, цоизитом, хлоритом. Структура порфировая с диабазовой, офитовой структурой основной массы. Вкрапленники-плагиоклаз (№ 55—71), реже клинопироксен.

Андезиты обладают отчетливо выраженной порфировой структурой. Структура основной массы разнообразная — микролитовая, гиалопилитовая, андезитовая, фельзитовая и т. д. Текстура часто миндалекаменная. Вкрапленники представлены плагиоклазом (№ 40—47), реже клинопироксеном и опациitized роговой обманкой. У последней плеохроизм более резкий, чем в предыдущих типах пород. Она часто образует простые и полисинтетические двойники. Основная масса складывается из плагиоклаза средней основности, вулканического стекла, черного рудного минерала, хлорита, эпидота, реже клинопироксена.

Породы пирокластической фации состоят из обломков соответственных пород и бесформенных осколков плагиоклаза, клинопироксена, роговой обманки. Состав плагиоклаза в разных пирокластах варьирует в широких пределах от № 44 до № 70. По всем минералам развиваются продукты вторичного происхождения.

В Южной Армении в пределах Зангезурского хребта среднеэоценовые отложения С. С. Мкртчяном расчленяются на три толщи, нижняя из которых представлена различными порфиритами и их туфобрекчиями с прослоями туфопесчаников, средняя — туфопесчаниками, мергелями, глинами, верхняя — порфиритами, туфоконгломератами с подчиненными слоями туфопесчаников и мергелей. В пределах Западного Баргушата среднеэоценовые вулканиты, по О. П. Гуюмджя-

ну, имеют базальтовый, андезито-базальтовый и андезитовый состав.

В восточном Айондзоре отложения среднего эоцена, по А. А. Габриеляну, состоят из перемежающихся туфопесчаников, туффитов, агломератовых и витрокластических туфов, туфоконгломератов, туфобрекчий, туфосланцев и андезитовых потоков. По данным О. П. Елисеевой и М. А. Фаворской⁴¹, глыбы в агломератовых лавах и туфоконгломератах, обломки в лавобрекчиях сложены базальтами, андезито-базальтами, мандельштейнами, порфиритами.

Среднеэоценовые отложения бассейна рек Арпа и Воротан А. Т. Вегуни подразделяются на три свиты, нижняя из которых сложена известняками, конгломератами, туфопесчаниками, средняя — вулканогенными, реже вулканогенно-осадочными породами в составе порфиритов и их пирокластов, верхняя — туфопесчаниками, глинистыми песчаниками, реже известняками.

По данным А. Т. Асланяна, в пределах Антикавказского пояса вдоль бассейнов рек Дзорагет и Марцигет, далее через Иджеванский хребет и долину р. Агстев в среднем эоцене существовал дугообразный прогиб, в котором отлагались вулканогенно-осадочные отложения. Последние представлены авгитовыми и плагиоклазовыми порфиритами, частично полосчатыми дацитами, чередующимися с туфобрекчиями, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфами, изредка осадочными породами.

Породы лавовой фации широко распространены в районе г. Лалвар, где они также представлены авгитовыми и плагиоклазовыми порфиритами. Это темно-зеленые, зеленовато-серые и фиолетово-серые плотные породы. Структура их порфировая, причем вкрапленники представлены основным плагиоклазом, авгитом, реже роговой обманкой. Среди них преобладает плагиоклаз. Основная масса состоит из микролитов и лейст плагиоклаза, уралитизированного авгита, эпидота, хлорита, карбоната и рудного минерала.

Комплекс акцессорных минералов хорошо изучен в вулканитах Базумского хребта. Согласно Р. Т. Джрбашяну, для них характерно преобладание в составе акцессориев титаномагнетита, апатита и циркона.

Вулканиты рассматриваемой формации обладают рядом специфических петрохимических признаков (табл. 38). В отличие от подобных эффузивов предыдущих подэтапов они содержат больше щелочей, имея при этом натри-калиевый характер. Даже для них нередко характерно близкое содержание натрия и калия. Наименьшая щелочность (особенно

Таблица 38

Средние химические составы пород базальт-андезитовой
формации позднегеосинклинального подэтапа

№№ п/п окислы и числа За- варицкого	1	2	3	4	5
SiO ₂	50,91	50,15	52,44	57,19	52,90
TiO ₂	0,84	0,58	0,57	0,88	0,65
Al ₂ O ₃	20,51	20,10	19,11	17,26	19,05
Fe ₂ O ₃	5,10	4,75	4,75	3,62	4,64
FeO	3,88	4,76	3,43	3,07	3,44
MnO	0,06	0,19	0,15	0,04	0,12
MgO	3,97	4,95	2,90	3,54	3,14
CaO	7,62	8,19	7,38	7,08	7,37
Na ₂ O	2,58	3,05	3,11	3,66	3,11
K ₂ O	1,87	2,80	3,46	2,61	2,68
H ₂ O	—	—	0,03	—	0,04
nnn	—	2,15	2,48	—	2,10
a	8,0	11,3	12,7	11,5	12,1
c	9,6	8,5	7,3	5,6	7,5
b	18,7	19,9	15,5	15,2	15,4
s	63,7	60,3	64,5	67,7	65,0
a'	—	—	—	—	—
f'	51,0	45,8	50,8	39,9	50,2
m'	41,0	44,0	34,1	40,0	36,4
c'	8,0	10,2	15,1	20,1	13,4
n	66	62,0	57,2	66,0	60,1

1—базальты ниж. эоцена Сюника (8 анал.); 2—туфобрекчия базальтов Севано-Ширакского синклинория (1 анал.); 3—основные вулканы (5 анал.), там же; 4—андезиты Алавердского района (2 анал.); 5—средний состав пород формации (16 анал.).

низкое количество калия) наблюдается в ранних членах формации (см. № 1, табл. 38). Все породы относятся к нормальному ряду. Сравнительно со средними типами Дэли они обычно отличаются пониженным содержанием натрия, железа, титана, часто магния, но повышенным калия и алюминия. Для них нередко характерна повышенная щелочность.

Средний состав пород формации (№ 5, табл. 38) близок к андезито-базальтам по С. П. Соловьеву, отличаясь теми же петрохимическими признаками.

Судя по имеющимся данным (табл. 39), породы базальт-андезитовой формации характеризуются кларковыми содержаниями молибдена, галлия, меди и нижекларковыми — остальных микроэлементов. В них не обнаружено хрома и олова.

Габбро-диоритовая формация

Эта формация представлена мелкими пластообразными, штокообразными и дайкообразными телами габбро-диоритов, локализованными в пределах Севано-Ширакского синклинория, Айюцзорского и Баргушатского хребтов. Однако наличие этих пород на Баргушатском хребте оспаривается Т. Ш. Татевосяном.

С. Б. Абовян габбро-диориты рассматривает совместно с габброидами Присеванского офиолитового пояса.

Наиболее хорошо изучены пластовые залежи габбро-диоритов Ширакского хребта. По данным Т. Ш. Татевосяна, они характеризуются выдержанным составом и строением. Макроскопически габбро-диориты темно-серые, зеленовато-серые и серые породы с шаровой отдельностью, являющейся результатом выветривания. Под микроскопом структура гипидиоморфнозернистая. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз и клинопироксен, причем первый резко преобладает над вторым. Акцессорные минералы — магнетит, апатит. Из вторичных минералов в значительном количестве присутствует хлорит (до 15%). Плагиоклаз относится к андезину (№ 45—48). Клинопироксен, представленный авгитом, встречается в виде неправильных зерен, плеохроирующих в слабо-бурых тонах. Габбро-диори-

Таблица 39

Результаты количественного спектрального анализа пород
базальт-андезитовой формации позднегеосинклинального подэтапа

№№ проб микроэл.	62/67	64/67	65/67	среднее из 3 анализ
Cr	—	—	—	—
Ti	$2,4 \cdot 10^{-1}$	$2,3 \cdot 10^{-1}$	$2,5 \cdot 10^{-1}$	$2,4 \cdot 10^{-1}$
V	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$
Ni	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^{-4}$
Co	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
Mo	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$
Sn	—	—	—	—
Cu	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Zn	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$7,7 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$
Pb	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$
Ga	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$
Zz	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$

62/67—андезито-базальт, западнее г. Дилижан; 64/67—та же порода, в 8 км к ЮЗ от г. Дилижана; 65/67—андезит, восточнее с. Фиолетово.

ты, как отмечает Т. Ш. Татевосян, местами сменяются диоритами, состоящими из плагиоклаза средней основности и роговой обманки.

В пределах Базумского хребта в пространстве между городами Дилижан и Кировакан нами встречены дайкообразные и штокообразные тела габбро-диоритов, которые также относятся к описываемой формации. Это свежие, почти среднезернистые темно-серые породы, обнаруживающие под микроскопом офитовую структуру. Они состоят из доминирующего плагиоклаза, роговой обманки и магнетита. Первый часто прорастается пойкилитовыми вростками роговой обманки. По составу он отвечает № 48—54. Роговая обманка образует ксеноморфные зерна, располагающиеся в промежутках между идиоморфными кристаллами плагиоклаза. Она окрашена в светло-зеленый цвет со слабым плеохроизмом. Большинство ее кристаллов двойниковано.

В таблице 40 приведены сведения о химизме габбро-диоритов по С. Б. Абовяну. По кислотности эти породы близки к безоливиновым габбро, отличаясь высоким содержанием глинозема и щелочей.

Таблица 40

Химический состав пород габбро-диоритовой формации
позднегеосинклинального подэтапа

Окислы	1	Числа Заварицкого	1
SiO ₂	50,10—50,60	a	10,9—11,1
TiO ₂	0,78—0,81	c	9,2—9,9
Al ₂ O ₃	21,31—19,05	b	15,9—16,4
Fe ₂ O ₃	2,60—3,08	s	63,3
FeO	5,06—7,14	f'	64,1—65,3
MnO	0,28	m'	32,3—32,9
MgO	2,87—3,71	c'	3,6—1,8
CaO	7,50—8,87	n	81,1
Na ₂ O	2,57—3,68		
K ₂ O	1,10—1,30		
H ₂ O	0,60—0,72		
nnn	1,80—1,58		

1—пределы колебания содержания окислов и чисел Заварицкого в габбро-диоритах по С. Б. Абовяну.

Липаритовая формация

В эту формацию объединены продукты среднеэоценового кислого вулканизма Севано-Ширакского синклинория. Они локализованы в пределах Базумского и Ширакского хреб-

тов, где образуют полосу, приуроченную к верхней части среднеэоценового разреза.

О. А. Саркисян и др. выделяют их в качестве самостоятельной свиты в нижней части среднеэоценового вулканогенно-осадочного комплекса. По мнению К. А. Мкртчяна, они имеют интрузивный характер. К. А. Мурадян, наиболее детально занимавшийся геологией и рудоносностью этих пород, объединяет их в единый экструзивно-вулканогенный (субвулканический) комплекс.

Наиболее правдоподобным следует считать представление о наличии в составе рассматриваемой формации пород лавовой и пирокластической фаций и субвулканических образований.

Породы лавовой фации и субвулканических тел представлены кварцевыми порфирами. Макроскопически это светло-серые, редко темновато-серые с голубоватым и зеленоватым оттенками породы. На правом берегу р. Памбак встречаются красноватые и розоватые разности, имеющие иногда полосчатую текстуру.

Под микроскопом структура порфировая с микролитовой и фельзитовой структурой основной массы. В центральных частях тел структура основной массы иногда полнокристаллическая (микрогранитовая и микроаплитовая).

Порфиновые выделения: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц. Плагиоклаз относится к олигоклазу и олигоклаз-андезину, нередко серицитизирован. Калиевый полевой шпат выражен слабо каолинизированными, удлиненными зернами, прорастающимися местами пойкилитовыми вростками кварца. Кварц образует корродированные часто раздавленные зерна. Во вкрапленниках встречаются также биотит и светло-зеленая роговая обманка.

Основная масса преобладает над вкрапленниками и складывается из мельчайших полевошпатовых зерен, кварца, незначительного количества черного рудного минерала и вторичных образований.

Породы пирокластической фации состоят из обломков кварцевых порфиров, кислого раскристаллизованного стекла и минералов, среди которых доминируют кислый плагиоклаз и кварц.

Породы описываемой формации по химизму весьма сходны с кварцевыми порфирами, от которых отличаются повышенным содержанием кремнезема, но пониженным — извести и магнезии (табл. 41). Они обладают кали-натриевым обликом и относятся к нормальному ряду.

Таблица 41

Средний химический состав и результаты количественного спектрального анализа пород липаритовой
формации позднегеосинклинального подэтапа

Окислы	Среднее из 13 анал.	Числа Заварицкого	Среднее из 13 анал.	№№ проб микроэлем.	66/67	77/К	65/К	Среднее из 3 анал.
SiO ₂	75,44	a	11,3	Cr	—	—	—	—
TiO ₂	0,17	c	8,5	Ti	$4,2 \cdot 10^{-1}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$2,3 \cdot 10^{-1}$
Al ₂ O ₃	13,49	b	19,9	V	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$
Fe ₂ O ₃	1,43	s	60,3	Ni	$3 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1 \cdot 10^{-4}$
FeO	0,68	a'	—	Co	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$
MnO	—	f'	45,8	Mo	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
MgO	0,14	m'	44,0	Sn	—	—	—	—
CaO	0,53	c'	10,2	Cu	$1 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$	$8,8 \cdot 10^{-3}$
Na ₂ O	3,17	n	62,0	Zn	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$
K ₂ O	3,36			Pb	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$6,7 \cdot 10^{-4}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$8,1 \cdot 10^{-4}$
H ₂ O	0,81			Ga	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$
nnn	0,98			Zr	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$

66/67—у с. Лермонтово; 77/К—у с. Головино; 65/К—Степанаван, выход Черная речка. Все образцы—кв.
порфиры.

Из табл. 41 видно, что в них медь присутствует в выше-
кларковых, молибден, титан — в кларковых, а остальные
элементы — в нижекларковых содержаниях.

В связи с субвулканическими аналогами липаритовой
формации возникло серноколчеданное оруденение.

Габбро-диорит-гранодиоритовая формация

К этой формации относятся Геджалинский, Такарлин-
ский, Мегрутский, Лермонтовский, Хндзорутский, Головин-
ский интрузивы, мелкие тела Степанаванского района, Пам-
бакского и Базумского хребтов, бас. оз. Севан. Все они при-
урочены к Присеванской зоне, где образуют штоко- и дайко-
образные тела, вытянутые вдоль складчатых и разрывных
структур. Интрузивы размещены в толщах вулканических
формаций позднегеосинклинального подэтапа.

Ранние члены формации представлены габброидами, а
поздние — гранитоидами.

Габброиды имеют незначительное развитие; ими сложе-
ны Лермонтовский и Мегрутский интрузивы, прорывающие
нижние горизонты базальт-андезитовой формации.

Лермонтовский интрузив характеризуется концентриче-
ским строением: ближе к центру располагаются шаровые
габбро, по периферии — мелкозернистые, а между ними —
крупнозернистые габбро-пироксениты. В интрузиве встреча-
ются также полосатые габбро и анортозиты.

Габбро-пироксениты — крупнозернистые породы, состоя-
щие из ромбического и моноклинного пироксена, плагиокла-
за (№85—94), амфибола, реже биотита. Местами они по-
степенно переходят в пироксениты и оливковые габбро.

Мелкозернистые габбро — равномернозернистые габбро-
вой, иногда офитовой структуры породы, главные минералы
которых представлены плагиоклазом (№ 60—68) и авгитом.
Встречаются также энстатит, роговая обманка, реже био-
тит.

Шаровые габбро характеризуются отчетливо выделяю-
щимися овоидами, заключенными в мелкозернистую основ-
ную массу. Отдельные овоиды размером от 1,5 до 20 см име-
ют радиально-лучистое строение и состоят из темного ядра,
разноцветных концентрических зон. Минеральный состав
овоидов-плагиоклаз (№ 74), авгит, роговая обманка, биотит,
магнетит. Резко преобладают плагиоклаз и авгит. Все ми-
нералы характеризуются радиальной ориентировкой. Цемент
шаровых габбро представляет мелкозернистую меланократ-
ную массу, состоящую из тех же минералов.

Мегрутский небольшой штокообразный интрузив сложен

крупнозернистыми габбро с выделениями призматических кристаллов плагиоклаза. Структура порфировидная с габбровой, реже офитовой структурой основной массы. Минеральный состав—плагиоклаз (№ 63—65), авгит, роговая обманка, магнетит, сфен, реже биотит.

Гранитоиды имеют широкое поле распространения. Они образуют штокообразные и вытянутые дайкообразные тела, контакты которых с прорываемыми породами вулканических формаций резкие и крутые. Крупные массивы имеют апофизы в боковых вулканогенных породах, иногда же в контактовых частях наблюдается широкая зона эруптивных брекчий и небулитов (Геджалинский массив). Местами последние постепенно переходят в интрузивные породы, изобилующие ксенолитами.

В строении гранитоидных интрузивов встречаются самые разнообразные типы пород: габбро, габбро-диориты, диориты (кварцевые и бескварцевые), сиенито-диориты, монцодиориты, тоналиты, монцониты (кварцевые и бескварцевые), гранодиориты, граниты и целый ряд промежуточных между ними разновидностей.

Все перечисленные породы установлены лишь в наиболее крупном Геджалинском массиве, остальные интрузивы имеют более простое строение.

Обычно наибольшим развитием пользуются кварцевые диориты, гранодиориты и кварцевые монцониты. Однако количественное соотношение разных петрографических типов пород разное в отдельных интрузивах. Так, в Такарлинском массиве доминируют кварцевые диориты, в Халабском—монцониты (кварцевые и бескварцевые), а выход у с. Головино сложен целиком кварцевыми диоритами.

Разные петрографические типы пород характеризуются постепенными взаимопереходами. Но иногда монцонитовые и гранитовые породы образуют самостоятельные тела и, возможно, относятся к разным фазам внедрения (Геджалинский массив).

Внутри интрузивов обычно кислые породы приурочены к осевым частям, основные — к краевым и средние — к промежуточным зонам. Однако в крупных массивах наблюдается и более сложная картина в пространственном распределении отдельных типов пород. Например, в Геджалинском массиве граниты приурочены к восточной части его, наиболее основные типы — к южному эндоконтакту, сравнительно кислые — к западной и осевой частям и т. д.

Следует отметить, что границы выделенных зон являются условными, поскольку резких переходов между ними не существует. Кроме того, отдельные зоны также отличаются

неоднородным строением. Внутри одной и той же зоны нередко наблюдается смена состава и структуры пород в частности, на тех участках, которые богаты переработанными ксенолитами.

Наиболее широко распространены кварцевые диориты, монцониты, гранодиориты—среднезернистые темно-серые породы. Структура гипидиоморфнозернистая и монцонитовая. Минеральный состав: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, клинопироксен, роговая обманка, биотит. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, сфен, циркон, реже ортит. По цветным минералам выделяются пироксен-роговообманково-биотитовая, пироксен-роговообманковая, пироксен-биотитовая, роговообманково-биотитовая и роговообманковая разновидности пород, в распределении которых в пределах интрузивных тел закономерности не наблюдается. Состав плагиоклаза варьирует в пределах от № 32 до № 68. Ядра крупных зональных кристаллов нередко отвечают битовниту и анортиту. Встречаются крупные кристаллы с обратной зональностью.

Более основные типы пород — габбро, габбро-диориты, диориты — характеризуются мелкозернистым строением, темными оттенками и наличием большого количества переработанных ксенолитов. Типичными породообразующими минералами являются плагиоклаз и вышеотмеченные три цветных минерала. Характерные акцессории: магнетит, сфен, апатит. Встречаются кварц, ортоклаз, ромбический пироксен. Состав плагиоклаза колеблется от № 47 до № 72.

Граниты встречаются редко. Это среднезернистые и мелкозернистые лейкократовые породы гипидиоморфнозернистой, иногда гранофировой и микропорфировидной структурами. Минеральный состав: кали-натровый полевой шпат, кислый плагиоклаз, кварц, биотит, роговая обманка. Акцессории: апатит, иногда циркон, сфен, ортит. Преобладающим является кали-натриевый полевой шпат, представленный ортоклазом и анортоклазом. Плагиоклаз отвечает олигоклазу, в контаминированных разностях встречается и андезин. Цветные минералы присутствуют в незначительном количестве.

Породы жильной фазы гранитоидов характеризуются значительным разнообразием петрографического состава. Среди них выделяются лейкократовые кислые и меланократовые основные типы.

Лейкократовые типы локализованы преимущественно в приконтактных зонах интрузивов, будучи приурочены к мелким трещинам различного направления. Они представлены аплитами и пегматитами, связанными постепенными перехо-

дами. Минеральный состав: кали-натровый полевой шпат, кварц, кислый плагиоклаз, биотит; акцессории — рудный минерал, сфен, циркон, апатит, реже ортит и турмалин.

Меланократовые жильные породы встречаются в интрузивах и в значительном от них удалении; образуют крупные дайки, сопровождающиеся зонами закалки. Они представлены диорит-порфиритами, микродиоритами, монцонитами, габбро-порфиритами. Минеральный состав даек диоритового ряда: андезин, роговая обманка, иногда биотит, калинатровый полевой шпат, кварц, сфен, апатит. Дайки габбровых пород состоят из лабрадора, клинопироксена, реже роговой обманки, биотита, кварца.

Таблица 42

Средние химические составы пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации позднегеосинклинального подэтапа

Окислы и числа Заварицкого	Габбро (4 анал.)	Монцониты (7 анал.)	Гранитоиды (36 анал.)
SiO ₂	46.35	54.60	61.46
TiO ₂	0.47	0.47	0.62
Al ₂ O ₃	16.61	18.85	15.98
Fe ₂ O ₃	5.46	4.25	3.20
FeO	5.89	3.45	3.72
MnO	0.08	0.15	0.11
MgO	8.44	2.80	3.07
CaO	14.53	6.72	5.52
Na ₂ O	0.42	3.54	3.02
K ₂ O	0.36	3.46	2.48
ннн	0.84	1.31	0.76
H ₂ O	0.37	0.08	0.15
a	1.3	13.5	10.4
c	10.7	6.30	5.76
b	33.0	14.2	12.7
s	55.0	66.0	71.2
a'	—	—	—
f'	32.5	51.0	50.0
m'	44.8	34.3	41.3
c'	22.7	14.7	8.7
n	60	60.5	64

Петрогеохимические особенности. В табл. 42 приведены средние химические составы пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Имеющиеся аналитические данные позволяют наметить следующие общие петрохимические особенности для гранитоидов: 1) натрикалийевый характер; 2) высокое содержание щелочей, за исключением габброидов; 3) принадлежность к нормальному ряду; 4) обычно повышенное содержание окислов железа, магния, калия и пониженное — кремнезема.

Породы жильной фазы обнаруживают те же петрохимические признаки.

В табл. 43—46 приведены результаты количественного спектрального анализа пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Эти таблицы хорошо иллюстрируют особенности распределения отдельных микроэлементов в породах разных составов и интрузивов.

Таблица 43

Результаты количественного спектрального анализа основных пород Лермонтовского интрузива

№№ проб микроэлемент.	519/Б	518/Б	520/Б	520 ² /Б	среднее из 4 анализ.
Cr	$3,8 \cdot 10^{-2}$	$8,0 \cdot 10^{-2}$	$1,0 \cdot 10^{-1}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-2}$
Ti	$8,0 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-1}$	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$2,2 \cdot 10^{-1}$	$1,6 \cdot 10^{-1}$
V	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$2,35 \cdot 10^{-2}$
Ni	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$
Co	$6,3 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$
Mo	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$
Sn	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	$3,9 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	—	$1,85 \cdot 10^{-4}$
Sb	—	—	—	—	—
Ag	$5,6 \cdot 10^{-5}$	$6,2 \cdot 10^{-5}$	—	$5,4 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$
Cu	$5,1 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$8,6 \cdot 10^{-3}$
Zn	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$
Pb	$5,1 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$4,3 \cdot 10^{-4}$	$6,9 \cdot 10^{-4}$
Ge	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1,1 \cdot 10^{-4}$
Ga	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$7,7 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$8,2 \cdot 10^{-4}$	$5,3 \cdot 10^{-4}$
Jn	—	—	—	—	—
Zr	$7,6 \cdot 10^{-4}$	$8,6 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$
Cd	—	—	—	—	—
Nb	—	—	—	—	—
Be	—	—	—	—	—

519/Б—габбро-пироксенит; 518/Б—среднезерн. габбро; 520/Б—мелкозерн. габбро²/Б—шаровое габбро.

Данные табл. 43 показывают, что, как и следовало ожидать, Ni и Co в габбро-пироксенитах (519/Б) больше, чем в остальных разновидностях габбро. Но в них Cr, Ti, V меньше, чем в среднезернистых, мелкозернистых и шаровых габбро. Несколько необычно и поведение молибдена, содержание которого в габбро-пироксенитах больше, чем в мелкозернистых и шаровых габбро.

Основные породы в целом характеризуются кларковыми содержаниями ванадия, кобальта, молибдена, германия и нижекларковыми — остальных приведенных в табл. 43 микроэлементов. В них не установлены сурьма, индий, кадмий, ниобий, бериллий.

Из табл. 44—46 явствует, что содержания одних и тех

Результаты количественного спектрального анализа пород Геджалинского интрузива

№№ проб микроэлем.	522/Б	521/Б	521 ¹ /Б	510/Б	71/Г	72/Г	509/Б	511/Б	523/Б	среднее из 9 анализ.
Cr	$6,9 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	—	—	$9,5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$
Ti	$4,1 \cdot 10^{-1}$	$5,0 \cdot 10^{-1}$	$3,8 \cdot 10^{-1}$	$4,2 \cdot 10^{-1}$	$2,2 \cdot 10^{-1}$	$7,8 \cdot 10^{-1}$	$3,8 \cdot 10^{-1}$	$3,8 \cdot 10^{-1}$	$4,5 \cdot 10^{-1}$	$4,3 \cdot 10^{-1}$
V	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$
Ni	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$
Co	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$	—	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$9,8 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$
Mo	$6,8 \cdot 10^{-5}$	$8,2 \cdot 10^{-5}$	$9,4 \cdot 10^{-5}$	$5,8 \cdot 10^{-5}$	$5,3 \cdot 10^{-5}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-5}$	$9,5 \cdot 10^{-5}$
Sn	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	—	—	—	$3,4 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	$0,4 \cdot 10^{-4}$
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	$5,6 \cdot 10^{-5}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$	$6,6 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-5}$	$6,0 \cdot 10^{-5}$	$5,4 \cdot 10^{-5}$	$5,8 \cdot 10^{-5}$	$5,8 \cdot 10^{-5}$	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$5,7 \cdot 10^{-5}$
Cu	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$8,7 \cdot 10^{-3}$	$7,4 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$8,1 \cdot 10^{-2}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$
Zn	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$7,6 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$9,0 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$4,9 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$
Pb	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$5,7 \cdot 10^{-4}$	$6,3 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$
Ge	—	—	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	$2,1 \cdot 10^{-4}$	—	—	$0,3 \cdot 10^{-4}$
Ga	$7,7 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$9,8 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$7,6 \cdot 10^{-4}$	$7,9 \cdot 10^{-4}$
Jn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$8,5 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$
Cd	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	—	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	—	$2,7 \cdot 10^{-4}$
Nb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Be	—	—	—	—	$3,7 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	$0,6 \cdot 10^{-3}$

522/Б—габбро-диорит, южный эндоконтакт, северо-запад. с. Лермонтово; 521/Б, 521¹/Б—кв. диорит, там же; 510/Б—монцодиорит, западная часть интрузива; 71/Г 72/Г—кв. диорит; 509/Б—монцит, сев. с. Амзачиман; 511/Б—гранодиорит, запад. часть интрузива; 523/Б—гранодиорит, сев. с. Лермонтово.

Результаты количественного спектрального анализа пород Халабского, Хндзорутского и Головинского интрузивов

№№ проб микроэлемент.	516/Б	517/Б	517 ¹ /Б	514/Б	514 ³ /Б	503/Б	64/Г	среднее из 7 анализ.
Cr	—	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	—	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$
Ti	$4,2 \cdot 10^{-1}$	$4,7 \cdot 10^{-1}$	$4,1 \cdot 10^{-1}$	$2,6 \cdot 10^{-1}$	$4,7 \cdot 10^{-1}$	$7,8 \cdot 10^{-1}$	$3,8 \cdot 10^{-1}$	$4,5 \cdot 10^{-1}$
V	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$9,0 \cdot 10^{-2}$	$2,8 \cdot 10^{-2}$
Ni	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$8,6 \cdot 10^{-4}$	$6,9 \cdot 10^{-4}$	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$9,3 \cdot 10^{-4}$
Co	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$
Mo	$7,4 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$8,8 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$5,3 \cdot 10^{-5}$	$5,3 \cdot 10^{-5}$	$8,5 \cdot 10^{-5}$	$9,5 \cdot 10^{-5}$
Sn	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	$0,5 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-5}$	$5,5 \cdot 10^{-5}$	$6,9 \cdot 10^{-5}$	$7,0 \cdot 10^{-5}$	$5,9 \cdot 10^{-5}$	$6,1 \cdot 10^{-5}$	$6,5 \cdot 10^{-5}$
Cu	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-2}$	$7,1 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$
Zn	$2,8 \cdot 10^{-2}$	$8,2 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$7,4 \cdot 10^{-3}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	—	$7,4 \cdot 10^{-3}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$
Pb	$6,3 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$5,1 \cdot 10^{-4}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$
Ge	—	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	$0,5 \cdot 10^{-4}$
Ga	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$4,8 \cdot 10^{-4}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$5,1 \cdot 10^{-4}$
Jn	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$8,4 \cdot 10^{-1}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$
Cd	$3,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$
Nb	—	—	—	—	—	—	—	—
Be	—	—	—	—	—	—	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$0,3 \cdot 10^{-3}$

516/Б, 517/Б—кв. диорит, запад. часть Халабского интрузива; 517¹/Б—монцит и 514/Б—кв. монцит, там же; 514³/Б—изм. кв. монцит, там же; 503/Б—кв. диорит, Головинский интрузив; 64/Г—кв. диорит, Хндзорутский интрузив.

Результаты количественного спектрального анализа пород Такарлинского интрузива

№№ проб микроэлем.	266/Б	268/Б	282/Б	286/Б	301/Б	241/Б	291/Б	496/Б	297/Б	среднее из 9 анализ.
Cr	$1,4 \cdot 10^{-3}$	—	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$9,1 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$
Ti	$4,0 \cdot 10^{-2}$	$5,8 \cdot 10^{-1}$	$3,7 \cdot 10^{-1}$	$5,6 \cdot 10^{-1}$	$3,7 \cdot 10^{-1}$	$3,2 \cdot 10^{-1}$	$2,2 \cdot 10^{-1}$	$4,9 \cdot 10^{-1}$	$5,7 \cdot 10^{-1}$	$3,8 \cdot 10^{-1}$
V	$3,5 \cdot 10^{-2}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-2}$	$5,8 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$3,7 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$4,9 \cdot 10^{-2}$	$3,2 \cdot 10^{-2}$
Ni	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$9,9 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$7,6 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$8,8 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$
Co	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$4,8 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$
Mo	—	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$7,0 \cdot 10^{-5}$	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$6,1 \cdot 10^{-5}$	$5,9 \cdot 10^{-5}$	$7,5 \cdot 10^{-5}$	$6,1 \cdot 10^{-5}$	$6,7 \cdot 10^{-5}$
Sn	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$0,6 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	$3,4 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—	$4,0 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	—	—	—	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$3,8 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	—	$1,6 \cdot 10^{-5}$
Cu	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$8,4 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$
Zn	$6,3 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$4,3 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$4,05 \cdot 10^{-3}$
Pb	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$7,8 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$
Ge	—	$1,9 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	$0,3 \cdot 10^{-4}$
Ga	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$9,8 \cdot 10^{-4}$	$9,8 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$8,8 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$7,4 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$
Jn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$9,7 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$9,2 \cdot 10^{-4}$	$9,9 \cdot 10^{-4}$
Cd	—	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	—	$3,6 \cdot 10^{-4}$	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$
Nb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Be	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

266/Б —гранодиорит, севернее с. Ахундов; 268/Б—кв. монцитит, северо-западнее с. Ахундов; 282/Б—гранодиорит, северо-западнее с. Каракала; 286/Б—монцитит, северо-восточнее с. Ахундов; 301/Б—гранодиорит, в 2 км к востоку от с. Ахундов; 241/Б—кв. монцитит, северо-восточ. с. Такарлу; 291/Б—монцитит, там же; 496/Б—кв. диорит, восточнее с. Ахундов; 297/Б—диабазовая дайка, северо-восточнее с. Ахундов.

же микроэлементов далеко неодинаковы в однотипных породах разных интрузивов (например, табл. 45, пробы 516, 517, 503/Б и 64/Г). Содержания микроэлементов более или менее постоянны в пределах данного интрузива (например, табл. 46, см. однотипные породы). Гидротермально измененные гранитоиды отличаются от однотипных пород свежих разностей обеднением элементов группы железа, иногда меди, цинка, галлия, но заметным обогащением молибдена, серебра, свинца, и кадмия (табл. 45).

Содержание элементов группы железа обычно уменьшается при переходе от основных типов пород к кислым. Однако нередко наблюдается и отклонение от этой общеизвестной закономерности. Так, в некоторых кварцевых диоритах (табл. 44, № 71/Г, 72/Г) содержание никеля меньше, чем в гранодиоритах (табл. 44, № 511/Б, 523/Б). В монцонитах севернее с. Амзачиман Cr меньше, чем в гранодиоритах (табл. 44). В последних Ni , Co больше, чем в ряде кварцевых диоритов (71/Г, 72/Г) и т. д. Интересно также, что Be , Bi , Ge в гранодиоритах иногда отсутствуют, но присутствуют в менее кислых типах пород.

Многие микроэлементы обнаруживают различное поведение при сопоставлении их содержания с кларками в соответствующих породах. Та же картина выявляется при сравнении средних содержаний микроэлементов отдельных массивов (последние графы в табл. 44—46) с их кларками.

В общих чертах геохимическая особенность гранитоидов этой формации, выражается в пониженном по сравнению с кларковым содержанием титана, хрома, никеля, кобальта, галлия, циркония, но обычно повышенном — серебра, ванадия, меди. Молибден встречается в кларковом содержании, германий, висмут, бериллий являются весьма редкими.

Метаморфизм и рудообразование. В связи с внедрением гранитоидных интрузивов возникли мощные контактовые ореолы. Продукты контактового метаморфизма представлены роговиками, скарнами, гнейсами, небольшим развитием пользуются роговики, которые возникли за счет вулканитов. базальт-андезитовой формации. Минеральный состав роговиков: пироксен, роговая обманка, биотит, плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат. Минеральный состав скарнов: гранат, эпидот, пироксен, актинолит, тремолит, кальцит и др. Гнейсы полосой протягиваются по юго-западной периферии Геджалинского массива. При удалении от контакта они постепенно переходят в слабо огнейсованные породы, а затем в роговики. При переходе от роговиков к гнейсам в направлении к контакту массива наблюдаются значительные изменения в составе и структуре пород (С. И. Баласанян).

При контактово-метаморфических процессах вмещающие вулканиты базальт-андезитовой формации обогатились кремнеземом, алюминием, щелочами, но из них были вынесены железо, марганец, магний, кальций. Обратная картина наблюдается при контактовых изменениях вмещающих пород липаритовой формации.

В связи с формированием пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации происходило интенсивное рудообразование. К ним приурочены скарновые месторождения железа (Раздан), меди (Сисимадан, Антониевское), а также гидротермальные медные (Шагали-Элар, Чибухли и др.), золоторудное (Меградзор) и небольшие полиметаллические месторождения. Золото развито также в гидротермально измененных зонах.

Б. МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ОРОГЕННОГО ЭТАПА

1. Раннеорогенные магматические формации

В верхнем эоцене в связи с продолжающимися на большей части Малого Кавказа складкообразовательными движениями, начавшимися еще с предверхнеэоценового времени, сфера проявления вулканической деятельности значительно суживается. Вулканизм развивается преимущественно в Севано-Ширакском и Айоцдзор-Ордубадском синклинариях, где возникают вулканогенные породы андезитовой формации.

После верхнего эоцена в связи с проявлением мощных предолигоценовых тектонических движений Малый Кавказ вовлекается в общее перманентное поднятие. С этого момента начинается горообразование и, по нашему мнению, он вступает в орогенный этап развития.

Инверсионная стадия верхнеэоценового-нижнеолигоценового тектоно-магматического цикла, обнимающая предолигоценовый-нижнеолигоценовый отрезок геологического времени, по-видимому, соответствует раннеорогенному подэтапу. Последний характеризуется некоторыми специфическими особенностями. Прежде всего как вулканические, так и плутонические процессы развиваются в условиях положительно направленных тектонических движений. Возникают разнообразные магматические формации, причем впервые появляются щелочные вулканические и плутонические формации. Магматические, особенно плутонические формации отличаются большим разнообразием слагающих их пород.

В продолжение раннеорогенного подэтапа по всему Ар-

мянскому блоку, но главным образом на его юго-западной половине, внедряются интрузивы габбро-монцонит-гранодиоритовой формации. Она характеризуется наибольшим разнообразием слагающих ее пород.

На северо-западе того же блока в центральной части Севано-Ширакского синклинория формируются вулканические трахит-фонолитовая и трахилипаритовая формации и соответствующие им plutonические щелочно-сиенитовая и граносиенитовая формации.

Однако не вполне ясны возрастные соотношения щелочных пород, граносиенитовой и трахилипаритовой формаций. Большое сходство пород последних двух формаций позволяет предположить, что они имеют близкий возраст и представляют собой различные фациальные проявления единой магмы.

Раньше считалось (В. Н. Котляр, Г. П. Багдасарян, С. И. Баласанян и др.), что щелочные интрузивы моложе порфировидных граносиенитов. В последние годы некоторые исследователи (А. Г. Мидян, Б. М. Меликсетян, Р. Г. Геворкян) высказывают мнение об обратном возрастном соотношении щелочных интрузивов и порфировидных граносиенитов. Если эта точка зрения окажется правильной, то вполне логично предположить о синхронности порфировидных граносиенитов и гранитов Памбака и Южной Армении и, следовательно, об их принадлежности к единой гранитовой формации.

Ряд геологов (Р. Т. Джрбашян, Б. М. Меликсетян, Р. Л. Мелконян⁴⁰) щелочные породы и порфировидные граносиениты Памбакского хребта объединяют в одну щелочно-сиенитовую формацию. Во-первых, щелочные интрузивные породы имеют свои эффузивные эквиваленты и должны быть выделены в качестве самостоятельной формации (а не субформации). Во-вторых, граносиениты по составу резко отличаются от щелочных пород и потому вряд ли их объединение в одну формацию можно считать оправданным.

По устному сообщению Б. М. Меликсетяна, щелочные интрузивные породы Мегринского плутона представляют породы монцонитовой фазы. По-видимому, они образовались в самостоятельную фазу, на что впервые указали М. А. Литвин, А. Б. Каждан, И. Г. Магакян. По всей вероятности, они примерно đồngовозрастны с щелочными породами Памбакского хребта, хотя между ними наблюдаются некоторые петрохимические различия, что может быть объяснено нахождением в различных районах и, следовательно, местными условиями их формирования.

Для верхнеэоценового-нижнеолигоценового тектоно-магматического цикла нами выделяются следующие магматиче-

ские формации: 1. андезитовая; 2. габбро-монцонит-гранодиоритовая; 3. трахит-фонолитовая; 4. щелочно-сиенитовая; 5. трахилипаритовая; 6. граносиенитовая.

Андезитовая формация

К этой формации относятся верхнеэоценовые вулканиты среднего и основного состава Севано-Ширакского и Айц-дзор-Ордубадского синклинория.

Наибольшим развитием они пользуются в Севано-Ширакском синклинории, в котором слагают водораздельные части Ширакского, Памбакского, Базумского, Севанского и Арегунийского хребтов.

Формация резко несогласно залегает на различные горизонты среднего эоцена и совместно с другими верхнеэоценовыми отложениями несогласно перекрывается отложениями олигоцена (А. А. Габриелян³⁴, О. А. Саркисян⁷⁵).

В строении формации участвуют андезиты, андезито-дациты, реже трахиандезиты, дациты, андезито-базальты, базальты. Наибольшим развитием пользуются андезиты, которые по структуре основной массы и характеру вкрапленников относятся к четырем разновидностям.

Первая разновидность андезитов характеризуется трахитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены преимущественно клинопироксеном, реже встречаются андезин и сильно опациitizedированная роговая обманка. Основная масса состоит из субпараллельно расположенных лейст плагиоклаза, небольшого количества мельчайших бесформенных зерен клинопироксена и рудного минерала.

Второй разновидности присуща микролитовая, местами переходящая в фельзитовую, структура основной массы. Вкрапленники выражены главным образом плагиоклазом средней основности и единичными корродированными зернами клинопироксена. Преобладающая основная масса сложена преимущественно микролитами плагиоклаза.

Третья разновидность отличается андезитовой структурой основной массы и преобладанием во вкрапленниках плагиоклаза (№ 45) над клинопироксеном и роговой обманкой. Основная масса слагается из хаотично рассеянных микролитов и лейст плагиоклаза, сцементированных буроватым стеклом и хлоритом.

Для четвертой разновидности андезитов характерна гиалопидитовая структура основной массы. Вкрапленники принадлежат плагиоклазу (№ 48—53) и клинопироксену, присутствующим в равных количествах. Основная масса состо-

ит из вулканического стекла, микролитов плагиоклаза, клинопироксена, черного рудного минерала, апатита, хлорита.

Дациты часто переходят в андезито-дациты. Они характеризуются наличием кварца, присутствующего в основном во вкрапленниках. В порфировых выделениях чаще всего встречается плагиоклаз (№ 40—43), но иногда отмечается и клинопироксен. Структура основной массы микролитовая, гиалопилитовая, реже сферолитовая. Она складывается из микролитов плагиоклаза, тонкозернистого агрегата вторичных продуктов и вулканического стекла. Основная масса иногда сложена пятнистыми кварц-плагиоклазовыми зернами, заключенными в вулканическом стекле.

Базальты и андезито-базальты по внешнему виду очень сходны с таковыми среднеэоценового возраста. Структура их порфировая с микролитовой, гиалопилитовой, интерсертальной и витрофировой структурой основной массы. Вкрапленники — плагиоклаз, клинопироксен, реже ортопироксен. Плагиоклаз относится к лабрадору, реже битовниту (в базальтах).

В составе андезитовой формации присутствуют также трахиандезиты, образующие потоки, покровы, пластовые и дайкообразные тела. Они известны в пределах Арегунийского, Памбакского и Мургузского хребтов. По описанию Г. П. Багдасаряна и О. П. Елисеевой¹⁷, это породы порфировой структуры, в которых вкрапленники представлены плагиоклазом (№ 33—40), клинопироксеном и роговой обманкой. Структура основной массы витрофировая, интерсертальная. Она состоит из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, небольшого количества кварца, хлорита, магнетита, апатита и вторичных продуктов.

Пирокластические образования андезитовой формации состоят из неравномерно распределенных, разноразмерных обломков и глыб пород лавовой фации, сцементированных туфовым веществом.

Судя по данным А. А. Gabriеляна, породы пирокластической фации резко доминируют в вулканогенной свите верхнего эоцена восточного Айодзора. Здесь они имеют андезитовый состав и перемежаются с породами лавовой фации, представленными, по В. Н. Котляру, лабрадоровыми, авгитовыми, авгит-гиперстеновыми, роговообманковыми андезитами, реже базальтами и спилитами с шаровой отдельностью.

К описываемой формации, по-видимому, относятся также вулканические породы южной части бассейна оз. Севан (Кельбаджарская свита), возраст которых большинством геологов принимается как верхи верхнего эоцена-олигоцен.

Они представлены главным образом андезитами, редко встречаются базальты и андезито-базальты. Все они сопровождаются пирокластами соответственного состава.

Вулканиты формации Базумского хребта характеризуются присутствием в составе акцессориев шпинели гематита, сфалерита, флюорита, дымчатого темно-серого апатита и золотистого циркона (Р. Т. Джрбашян⁴⁰).

Таблица 47

Химический состав пород андезитовой формации
верхнеэоценового-нижеолигоценового цикла

Окислы	Среднее из 10 анализов	Пределы колебания	Числа Заварицкого	Пределы колебания
SiO ₂	58,17	48,17—67,76	a	89—14,9
TiO ₂	0,71	0,27—1,65	c	2,1—8,1
Al ₂ O ₃	17,21	13,37—19,55	b	6,1—20,1
Fe ₂ O ₃	3,62	0,77—5,50	s	62,5—78,0
FeO	2,82	0,43—5,50	a,	0—47,8
MnO	0,11	0,04—0,24	f'	30,4—64,4
MgO	2,12	0,74—3,91	m'	17,0—38,0
CaO	6,04	2,87—10,55	c'	0—41,3
Na ₂ O	3,66	2,49—6,40	p	61,5—79,0
K ₂ O	2,46	1,37—3,36		
H ₂ O	0,94	0,18—3,11		
ппп	1,36	0,56—3,61		

Судя по данным табл. 47 и имеющимся анализам, породы андезитовой формации отличаются натри-калиевым обилием и высоким содержанием щелочей. Чаще всего они относятся к нормальному ряду. Содержание всех окислов и значения числовых характеристик меняются в широких пределах. Средний состав пород формации соответствует среднему андезиту по Дэли, только отличается несколько повышенным содержанием калия, но пониженным — кремния и магния.

По данным Р. Т. Джрбашяна, для верхнеэоценовых вулканогенных пород характерны вышекларковые содержания цинка, серебра, молибдена, бария, стронция, иттрия.

Габбро-монзонит-гранодиоритовая формация

В состав этой формации входят Мегринский плутон, гранитоидные интрузивы Баргушата и Айюндзора. К ней условно относятся также Ахавнадзорский, Атарбекийский, Лалварский интрузивы, некоторые мелкие тела Степанаванского района, восточной части Базумского хребта, бас. оз. Севан.

Породы формации представлены монцонитами, гранодиоритами, граносиенитами, адамелитами, гранитами, сиенит-диоритами, тоналитами, банатитами, кварцевыми диоритами, кварцевыми сиенитами, габбросиенитами, диоритами, реже габбро-диоритами, габбро, габбро-пироксенитами и более основными петрографическими типами.

В пределах Мегринского плутона к рассматриваемой формации относятся габброиды, монцониты и более кислые породы гранодиорит-гранитного состава, выделенные А. И. Адамяном в качестве самостоятельных фаз внедрения. Ниже краткая характеристика их приводится по данным А. И. Адамяна.

Габбровые породы, относящиеся к первой фазе, представлены мелкими штокообразными телами западнее с. Вагравар и на горе Соух. Среди них выделяются габбро-пироксениты, габбро-габбро-диориты и диориты. Это меланократовые породы, часто сменяющиеся такситовыми разновидностями, состоящими из черных и темносерых габбровых пород, промежутки между которыми сложены диоритами более светлых тонов. Минеральный состав — клинопироксен, роговая обманка, плагиоклаз (№ 40—72), биотит, реже кварц. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, сфен.

Породы второй фазы широко распространены и характеризуются наибольшим разнообразием петрографического состава. Они представлены оливиновыми пироксенитами, габбро-пироксенитами, габбро, габбро-диоритами, габбро-сиенитами, кварцевыми и бескварцевыми диоритами, тоналитами, кварцевыми сиенитами, монцонитами (кварцевыми и бескварцевыми), сиенито-диоритами, гранодиоритами, связанными постепенными взаимопереходами. Наиболее основные породы приурочены к останцам основных вулканитов кровли и эндоконтактам. Среди них иногда наблюдаются гнездообразные и шпирообразные выделения магнетитовых оливинитов, плагиоклазитов и роговообманково-магнетитовых пород.

Оливиновые пироксениты крупнозернистые черные породы, состоящие из клинопироксена, оливина, роговой обманки, содержание которых изменяется в широких пределах. Габбро-пироксениты слагаются из диопсид-геденбергита, роговой обманки, плагиоклаза (№ 88—90), биотита.

Габбро и габбро-диориты развиты во многих местах, в частности, в западной эндоконтактовой зоне интрузива. Это средние- и крупнозернистые темные породы, состоящие из плагиоклаза (№ 50—90), пироксенов, роговой обманки, иногда биотита, калиевого полевого шпата, кварца.

Широким распространением пользуются диориты, квар-

цевые диориты, гоналиты, в которых увеличивается содержание кварца, калиевого полевого шпата и повышается кислотность плагиоклаза.

Наибольшим развитием пользуются монцониты, кварцевые монцониты, затем сиенито-диориты, гранодиориты. Для них характерно постоянное присутствие трех цветных минералов (пироксена, роговой обманки, биотита) и кварца. Пироксены — авгит, диопсид, геденбергит, реже клиноэнстатит. К главным породообразующим минералам относятся также плагиоклаз (андезин и лабрадор) и калиевый полевой шпат (ортоклаз и анортоклаз). Акцессории: магнетит, апатит, сфен, ортит, циркон. Из них доминируют первые два минерала.

Породы третьей фазы представлены главным образом гранодиоритами, иногда постепенно переходящими в граниты, граносиениты и банатиты. В виде крупных дайкообразных и штокообразных тел они распространены в юго-западной части плутона. Гранодиориты — мелко- и среднезернистые серые породы, состоящие из олигоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, роговой обманки и биотита. Акцессории: магнетит, апатит, сфен, циркон.

Минеральный состав граносиенитов определяется теми же минералами; в них плагиоклаз отвечает олигоклазу и андезину. К третьей фазе А. И. Адамяном относятся и турмалиновые граниты, обнаруженные им у с. Ванк. Они содержат иногда до 25—30% турмалина.

Непосредственно севернее Мегринского плутона располагается Баргушатская группа гранитоидов, состоящая из ряда массивов и сопровождающих их спутниковых тел.

К рассматриваемой формации из названной группы относятся породы первой и второй фаз внедрения, выделенные в свое время Т. Ш. Татевосяном. Породы первой фазы, как отмечает тот же автор, соответствуют монцонитовой фазе Мегринского плутона. Здесь также они характеризуются исключительным разнообразием петрографического состава. Среди них установлены почти все петрографические типы пород второй фазы внедрения Мегринского плутона.

Породы второй фазы представлены граносиенитами, которые слагают Ахлатян-Кызылшафакский интрузив. По описанию Т. Ш. Татевосяна, это однородные породы, состоящие из плагиоклаза (ядро отвечает лабрадору, а внешняя зона — олигоклазу-андезину), роговой обманки, калиевого полевого шпата, кварца, магнетита, апатита, циркона, реже ортита.

В пределах Айондзора породы формации представлены монцонитами, габброидами, отчасти анортозитами, гранофирами, кварцевыми сиенитами, граносиенитами, кварцевыми

диоритами, сиенито-диоритами. Судя по описанию Э. Г. Малхасяна, по составу и петрографическим деталям они сходны с породами Мегринского плутона и Баргушатского хребта.

К габбро-монцонит-гранодиоритовой формации условно (на основании лишь радиологических определений) относятся Ахавнадзорский, Атарбекийский, Лалварский и другие мелкие интрузивы. По составу слагающих их пород они весьма сходны с предверхнеэоценовыми гранитоидами. Поэтому не должна быть исключена возможность их принадлежности к габбро-диорит-гранодиоритовой формации предыдущего подэтапа.

Породы жильной фазы. Жильные породы наибольшим развитием пользуются в пределах Мегринского плутона. По данным А. И. Адамяна, жильные породы основного состава являются более ранними. Т. А. Аревшатын считает, что лампрофиры возникли после жильных пород кислого состава. По Б. М. Меликсетяну, каждая интрузивная фаза сопровождалась жильными породами двух этапов. К первому этапу он относит жильные граниты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, аплиты, пегматиты, ко второму этапу — гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты, диорит-порфириты, габбро-порфириты, лампрофиры.

Большинство перечисленных жильных пород установлено в связи с гранитоидами Баргушата и Айоцдзора.

Жильные породы обнаруживают большое сходство состава с аналогичными породами габбро-диорит-гранодиоритовой формации предыдущего подэтапа.

Акцессорные минералы наиболее детально изучены в породах Мегринского плутона. По исследованиям Б. М. Меликсетяна, для пород монцонитового ряда типичными акцессориями являются титано-магнетит, ильменит, темный апатит, монацит, оранжит, шпинель, гранат, андалузит, турмалин, арсенопирит, сфалерит, а для граносиенитовых пород — шеелит, флюорит, рутил, самородные цинк и медь. Им установлено наличие и следующих сквозных акцессорных минералов — магнетита, сфена, циркона, апатита, ортита, пирита, халькопирита, молибденита.

Петрогеохимические особенности. В табл. 48 приведены средние химические составы, а в табл. 49—51 — результаты количественного спектрального анализа пород габбро-монцонит-гранодиоритовой формации. Рассмотрение этих таблиц и имеющихся аналитических данных позволяет наметить следующие общие петрогеохимические особенности.

Все породы характеризуются повышенной щелочностью. Для них типично близкое содержание натрия и калия. Даже

в габброидах иногда щелочи содержатся в близких количествах (Айюцдзор).

В средних составах главных типов интрузивных пород также проявляется тенденция к выравниванию содержания натрия и калия (табл. 48). Тем не менее, в большинстве случаев натрий в них незначительно превышает калий.

Таблица 48

Средние химические составы пород габбро-монцонит-гранодиоритовой формации раннеорогенного подэтапа

Окислы и числа Заварицкого	Габброиды (27 анал.)	Монцониты (15 анал.)	Гранитоиды (49 анал.)
SiO ₂	47,74	55,19	61,84
TiO ₂	0,82	0,76	0,52
Al ₂ O ₃	19,05	18,66	17,34
Fe ₂ O ₃	5,49	3,55	2,78
FeO	5,29	3,86	2,56
MnO	0,13	0,46	0,07
MgO	5,42	2,95	2,39
CaO	9,77	6,03	5,10
Na ₂ O	2,63	3,81	3,41
K ₂ O	1,92	3,45	3,08
nnn	0,84	1,16	0,78
H ₂ O	0,26	0,17	0,25
a	9,2	14,2	11,8
c	8,8	5,9	5,8
b	23,6	14,6	9,8
s	58,4	65,3	72,6
a'	—	—	—
f'	43,6	52,0	51,0
m'	40,8	36,1	42,5
c'	15,6	11,9	6,5
n	68,0	55,0	66,3

Чаще всего гранитоиды относятся к нормальному ряду. От средних типов по Дэли они обычно отличаются повышенным содержанием окислов железа, магния, кальция, алюминия, нередко окиси калия, но пониженным — кремнезема.

При сравнении химических составов однотипных по петрографическому составу пород различных районов устанавливаются и некоторые различия. Например, для габброидов Айюцдзора характерна повышенная щелочность. Они отличаются от аналогичных пород Мепринского плутона и Баргушатского хребта, в частности повышенным содержанием калия. В направлении с юго-востока к северо-западу в габброидах постепенно возрастает количество кремнезема, гли-

нозема, щелочей, но уменьшается количество закиси железа и магнезии. Монцониты Баргушата отличаются от таковых других пунктов калиевой щелочностью.

По результатам полуколичественного спектрального анализа Б. М. Меликсетян пришел к выводу, что породы каждой фазы Мегринского плутона характеризуются определенными микроэлементами. Так, по его данным, ведущими микроэлементами для монцонитовых пород являются барий, цинк, кобальт, никель, галлий, хром, титан, ванадий, медь, церий, лантан, скандий, а для граносиенитов — литий, цирконий, гафний, галлий, вольфрам, медь, свинец, молибден. К типичным микроэлементам всех пород относятся молибден и медь.

Результаты количественного спектрального анализа (табл. 49—51) показывают, что породы габбро-монцонит-гранодиоритовой формации в общих чертах характеризуются вышекларковыми содержаниями Mo, Cu, Ag, часто Zn, кларковыми — свинца, нижекларковыми — титана, никеля, часто ванадия, кобальта, галлия. Сурьма и кадмий являются весьма редкими, а висмут, германий, индий, бериллий находятся ниже предела чувствительности метода.

Однако микроэлементы обнаруживают различные содержания в породах разных районов. Их содержания меняются и в зависимости от петрографического состава пород. Так, в гранодиоритах Айоцдзора кобальт и молибден превышают кларк, хром присутствует в кларковых содержаниях. В подобных породах Памбака (табл. 51) первые два микроэлемента встречаются в кларковых, а хром — в нижекларковых содержаниях. В основных породах Мегринского района цинк присутствует в кларковых, а в кварцевых диоритах и монцонитах — нижекларковых содержаниях. В породах средней кислотности никель и кобальт встречаются ниже кларка, в гранодиоритах превышают кларк, а в гранитах присутствуют то ниже, то выше кларка и т. д.

Метаморфизм и рудообразование. Продукты контактового метаморфизма представлены разнообразными роговиками, скарнами, мраморами, эпидозитами и вторичными кварцитами. Контактные породы возникли за счет разнообразных вулканогенно-осадочных отложений разных возрастов и в ряде случаев самих интрузивных пород.

Все вышеперечисленные контактово-метаморфические породы встречаются в экзоконтактной зоне Мегринского плутона, где они пользуются и наибольшим распространением.

Мраморы и скарны развиты на контакте пород второй фазы с карбонатными отложениями верхнего мела в юго-за-

**Результаты количественного спектрального анализа пород габбро-монзонит-гранодиоритовой формации
Мегринского района**

№ № проб микроэлем.	24/М	17/М	16/М	18/М	15/М	14/М	23/М	19/М	21/М	Среднее из 9 анал.
Ti	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$6,8 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-1}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-2}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-2}$
V	$4,6 \cdot 10^{-2}$	$3,8 \cdot 10^{-2}$	$2,7 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$
Ni	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$
Co	$6,5 \cdot 10^{-3}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$
Mo	$4,1 \cdot 10^{-4}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$8,8 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$8,8 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$4,8 \cdot 10^{-4}$
Sn	$3 \cdot 10^{-4}$	—	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-4}$	—	$5,2 \cdot 10^{-4}$	—	$5,3 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$4,6 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sb	—	$3 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—	$3 \cdot 10^{-3}$	—	—	$6,6 \cdot 10^{-4}$
Ag	—	$1 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-5}$	—	—	$3 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$	$3,2 \cdot 10^{-5}$
Cu	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-1}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$
Zn	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	$1,07 \cdot 10^{-2}$
Pb	—	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$
Ge	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Jn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Be	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

24/М—габбро-пироксенит, у с. Вагравар; 17/М—габбро, у с. Калер; 16/М—габбро-диорит, там же; 18/М—кварцевый диорит, там же; 15/М—монзонит, дорога Калер-Банк; 14/М—сиенито-монзонит, вблизи отм. 2979 м; 23/М—гранодиорит, склон г. Джедбан; 19/М, 21/М—тур малиновый гранит, у с. Банк.

Таблица 50

Результаты количественного спектрального анализа
гarnитоидов Айондзора

№ № проб микро- элемент.	423/сл	425/сл	Среднее из 2 анал.	№ № проб микро- элемент.	423/сл	425/сл	Среднее из 2 анал.
Cr	$2 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	Sn	—	—	—
Ti	$1 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$1,1 \cdot 10^{-1}$	Cu	$2,8 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$
V	$1 \cdot 10^{-2}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$	$7,3 \cdot 10^{-3}$	Zn	$4,9 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$5,15 \cdot 10^{-3}$
Ni	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$3,9 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	Pb	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-4}$	$1,05 \cdot 10^{-3}$
Co	$7 \cdot 10^{-4}$	$7,4 \cdot 10^{-4}$	$7,2 \cdot 10^{-4}$	Ga	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Mo	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	Zr	$5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$

423/сл—гранодиорит; 425/сл—монцитит.

Таблица 51

Результаты количественного спектрального анализа
порod Мегринского интрузива

№ № проб микроэлемент.	90/Б	114/Б	105/Б	88/Б	501/Б	среднее из 5 анал.
Cr	—	$9,4 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$
Ti	—	$3,6 \cdot 10^{-1}$	$5,8 \cdot 10^{-1}$	$2,5 \cdot 10^{-1}$	$5,0 \cdot 10^{-1}$	$3,4 \cdot 10^{-1}$
V	—	$2,2 \cdot 10^{-2}$	$4,8 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$
Ni	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$8,5 \cdot 10^{-4}$	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
Co	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$8,4 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$5,1 \cdot 10^{-4}$
Mo	—	$7,0 \cdot 10^{-5}$	$7,8 \cdot 10^{-5}$	$5,2 \cdot 10^{-5}$	$3,7 \cdot 10^{-5}$	$4,7 \cdot 10^{-5}$
Sn	—	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$7,8 \cdot 10^{-4}$	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	$3,1 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	$0,6 \cdot 10^{-4}$
Sb	—	—	—	—	—	—
Ag	—	—	—	$5,4 \cdot 10^{-5}$	$6,4 \cdot 10^{-5}$	$2,4 \cdot 10^{-5}$
Cu	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$0,9 \cdot 10^{-2}$
Zn	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$
Pb	—	$1,1 \cdot 10^{-3}$	—	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$0,7 \cdot 10^{-3}$
Ge	$2,4 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—	—
Ga	—	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$
Jn	—	—	—	—	—	—
Zr	—	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1, \cdot 10^{-3}$
Cd	—	—	$5,1 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	—	$1,7 \cdot 10^{-4}$
Nb	—	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1,9 \cdot 10^{-4}$
Be	—	—	—	—	—	—

90/Б—гранодиорит, в 1 км к востоку от с. Меградзор; 114/Б—монцитит, в 3,5 км к СВ от с. Меградзор; 105/Б—кварцод. монцитит, в 1,8 км к ЮЗ от с. Меградзор; 88/Б—кв. монцитит, юго-восток. с. Меградзор; 501/Б—измен. кв. диорит, Атарбекийский интрузив.

падном углу Мегринского плутона. Среди скарнов Ш. А. Азизбековым и др. различаются мономинеральные гранатовые, кварцево-гранатовые, эпидото-гранатовые, диопсидо-гранатовые, кальцито-гранатовые, кальцитопироксено-гранатовые, хлорито-кальцитогранатовые, авгито-гранатовые типы.

Скарны известны на северо-восточных контактах Гехинского и Ковшут-Кюрутского массивов Баргушатской группы, где они возникли за счет древних известняков. По Т. Ш. Татевосяну, главная роль в скарках принадлежит гранитам, пироксенам и эпидоту.

Эпидозиты возникли главным образом за счет вулкаников эоцена и самих интрузивных пород Мегринского плутона в их экзоконтактовых зонах. Главными минералами их являются эпидот и цоизит.

Вторичные кварциты также образовались в основном в связи с Мегринским плутоном вдоль его западного контакта. Среди них различаются слюдяные, полевошпатовые, кордиеритовые и андалузитовые разновидности. Последние представлены линзообразными телами и гнездами.

Во всех районах наибольшее распространение имеют роговики. В минеральном составе их присутствует плагиоклаз (чаще всего андезин, лабрадор), диопсид, авгит, энстатит, клиноэнстатит, роговая обманка, актинолит, термолит, уралит, биотит, кварц, эпидот, цоизит, хлорит, кальцит, гранат реже калиевый полевой шпат, андалузит (Баргушат), турмалин (Айондзор), сфен, апатит, циркон, гематит, магнетит, пирит, халькопирит и др. Главные минералы присутствуют в разных сочетаниях и содержаниях, чем объясняется большое разнообразие петрографического состава роговиков.

В связи с описываемой интрузивной формацией образовались крупные медно-молибденовые месторождения (Каджаран, Агарак, Дастакерт, Джиндара и др.), небольшие полиметаллические месторождения (Газма, Азатек, Чирахлу и др.), значительные месторождения титано-магнетитовых руд (Сваранц, Камакар и др.), проявления золота и др.

Трахит-фонолитовая формация

Указанная формация представлена щелочными вулканиками, локализованными в средней высокогорной части Памбакского хребта, где они тесно ассоциируют с щелочными интрузивными породами. По данным Г. П. Багдасаряна и О. П. Елисеевой¹⁷, они налегают несогласно, со стратиграфическим перерывом, на вулканические породы среднего эоцена.

В составе формации породы пирокластической фации резко преобладают над лавами. Нижние горизонты ее сложены туфобрекчиями щелочных трахиандезитов, трахитами и их туфобрекчиями, а верхние части — эпилейцитовыми порфирами и их туфобрекчиями. Ниже приводится их описание по данным В. Н. Котляра и Г. П. Багдасаряна.

Туфобрекчии щелочных трахиандезитов серые, серо-зеленоватые обломочные породы. Обломки представлены щелочными трахиандезитами, трахитами, отчасти бурым вулканическим стеклом и шлаком. Основная масса обломков трахиандезитов и трахитов обладает трахитоидной, микролитовой и фельзитовой структурой. Вкрапленники: альбит-олигоклаз, олигоклаз, биотит, реже калиевый полевой шпат, амфибол. Встречаются также обломки более основных трахиандезитов с вкрапленниками андезина и клинопироксена. Пепловый цемент часто карбонатизирован, хлоритизирован и эпидотизирован.

Трахиты — мелкозернистые и тонкозернистые породы. Структура порфировая с трахитовой или фельзитовой структурой основной массы. Вкрапленники: кали-натриевый полевой шпат, андезин и роговая обманка. Основная масса складывается из щелочного полевого шпата и вторичных образований.

Туфобрекчии трахитов состоят из обломков трахитовых, реже кератофировых лав порфировой, иногда афировой структуры. Вкрапленники обломков принадлежат микропертиту, альбиту, кислому плагиоклазу, интенсивно опацигизированному амфиболу, реже разложенному биотиту. Основная масса сложена щелочными полевыми шпатами, биотитом и вторичными продуктами.

Цементирующий пепловый материал сильно изменен и замещен вторичными минералами.

Эпилейцитовые порфиры и их туфобрекчии окружают Тежсарский щелочной интрузив. Они встречаются также на северном склоне Памбакского хребта, образуя две полосы, разделенные трахитовыми туфобрекчиями. Эпилейцитовые порфиры представлены темными и темно-серыми порфировыми породами с крупными выделениями эпилейцита. Иногда они обладают зонарным строением с чередованием светлых и темных зон. Под микроскопом структура порфировая с трахитовой структурой основной массы. Последняя складывается из часто разложенных лейст кали-натриевого полевого шпата, серицита, карбоната, рудного минерала, амфибола, биотита, клинопироксена, реже канкринита, эпидота и апатита. Реликты вкрапленников обладают шестигранными, иногда округлыми очертаниями с разным выполнением псев-

доморфоз, представленных калиевым полевым шпатом, альбитом, серицитом, карбонатом, иногда зеленым биотитом, анальцимом, томсонитом и канкринитом.

Туфобрекнии эпилейцитовых пород состоят из обломков последних, сцементированных сильно измененной пепловой массой.

Таблица 52

Средние химические составы пород трахит-фонолитовой формации раннеорогенного подэтапа

Окислы и числа Заварицкого	Трахианде- зиты (6 ана- лизом)	Эпилейт. порфиры (5 анализов)	Среднее из 11 ана- лизом
SiO ₂	52,02	55,37	53,69
TiO ₂	0,43	0,38	0,40
Al ₂ O ₃	21,88	21,57	21,72
Fe ₂ O ₃	3,69	2,35	3,02
FeO	2,22	1,83	2,02
MnO	0,12	0,18	0,15
MgO	2,13	0,86	0,49
CaO	6,09	3,90	4,99
Na ₂ O	4,29	4,30	4,30
K ₂ O	4,68	6,87	5,77
H ₂ O	0,12	0,41	0,26
ppp	2,42	1,93	2,17
a	17,6	20,9	19,57
c	7,1	5,1	6,12
b	10,4	5,6	8,37
s	64,9	69,4	65,94
a'	—	1,2	—
f'	54,1	71,0	60,71
m'	36,8	27,8	33,04
c'	9,1	—	6,75
n	58	48,6	52,67

В табл. 52 приведены средние химические составы, а в табл. 53—результаты количественного спектрального анализа пород трахит-фонолитовой формации.

Породы данной формации характеризуются повышенным содержанием глинозема, извести и несколько пониженным — окиси натрия. В трахиандезитах калий незначительно преобладает над натрием, в то время как эпилейцитовые порфиры обладают калиевой щелочностью. Однако первые от средних типов отличаются повышенным, а вторые — пониженным содержанием окиси калия.

Как видно из табл. 53, эпилейцитовые порфиры отличаются от трахиандезитовых пород повышенным содержанием

титана, ванадия, циркония, ниобия, но пониженным — кобальта, молибдена, цинка, галлия.

Таблица 53

Результаты количественного спектрального анализа
пород трахит-фонолитовой формации

№№ проб микроэлемент.	61/Г	67/Г	53/Г	493/Б	Среднее из 4 анализов
Cr	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	—	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-4}$
Ti	$2,1 \cdot 10^{-1}$	$2,1 \cdot 10^{-1}$	$4,0 \cdot 10^{-1}$	$1,4 \cdot 10^{-1}$	$2,4 \cdot 10^{-1}$
V	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-2}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-2}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$
Ni	$8,8 \cdot 10^{-4}$	$5,7 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$
Co	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$2,25 \cdot 10^{-4}$
Mo	$6,0 \cdot 10^{-5}$	$5,7 \cdot 10^{-5}$	$5,3 \cdot 10^{-5}$	$8,9 \cdot 10^{-5}$	$6,5 \cdot 10^{-5}$
Sn	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$0,5 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—
Ag	$5,3 \cdot 10^{-5}$	$6,8 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$
Cu	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$9,0 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$
Zn	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$7,8 \cdot 10^{-3}$	$9,9 \cdot 10^{-3}$
Pb	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$
Ge	—	$1,9 \cdot 10^{-4}$	—	—	$0,5 \cdot 10^{-4}$
Ga	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$8,2 \cdot 10^{-4}$	$5,2 \cdot 10^{-4}$
In	—	—	—	—	—
Zr	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$8,8 \cdot 10^{-4}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$
Cd	—	—	—	—	—
Nb	—	—	$5,0 \cdot 10^{-4}$	—	$1,25 \cdot 10^{-4}$
Be	$1,5 \cdot 10^{-3}$	—	—	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$3,8 \cdot 10^{-4}$

61/Г—трахиандезит, г. Архошен; 67/Г—эпилейцитовый трахиандезит, Памбакский хребет, пер. Маймех; 53/Г—эпилейцитовый порфир, Тежар; 493/Б—эпилейцитовый трахиандезит, верховье р. Улашик.

Щелочно-сиенитовая формация

К названной формации относятся Тежсарский, Бундукский, Гарнасарский интрузивы и условно щелочные породы Мегринского плутона.

Наиболее крупным является Тежсарский массив, который, по исследованиям В. Н. Котляра и Г. П. Багдасаряна, сложен псевдолейцитовыми, нефелиновыми и щелочными сиенитами. Первые из них развиты в краевых частях, а последние — в средних частях.

По описанию указанных геологов, псевдолейцитовые сиениты — серые породы с шарикообразными выделениями псевдолейцита, занимающего почти половину общего объема породы. Основная масса этих пород имеет состав гастингсит-нефелиновых сиенитов.

Нефелиновые сиениты встречаются в центральных и пе-

риферических частях. Изучение их под микроскопом показывает, что они состоят из кали-натриевого полевого шпата, плагиоклаза, нефелина и цветных минералов. Аксессуары: апатит, сфен, титано-магнетит, флюорит, гранат, реже рутил, ортит.

Кали-натриевый полевой шпат резко преобладает над остальными компонентами породы. Он представлен крупными ксеноморфными зернами, изобилующими пертитовыми вростками, которые местами обособляются в хорошо оформленные сдвойникованные кристаллы олигоклаза. В нем встречаются также идиоморфные кристаллы нефелина, мелкие зерна цветных и рудных минералов.

Плагиоклаз образует идиоморфные призматические кристаллы двух генераций, первая из которых включена в зерна кали-натриевого полевого шпата, а вторая представлена самостоятельными более крупными, но мутноватыми кристаллами. Состав его колеблется от олигоклаза до лабрадора.

Нефелин образует идиоморфные кристаллы, включенные в зерна кали-натриевого полевого шпата, или же заполняет промежутки главных породообразующих минералов, обтекая и корродируя последних. Он обычно изменен и замещен тонкозернистым агрегатом серицита, канкринита с примесью карбоната и пелитового вещества. Нефелин содержит включения аксессуарных и рудных минералов, изредка игольчатых кристаллов щелочного амфибола.

Цветные минералы — гастингсит, эгирин-авгит, биотит. Первый представлен неравномерно распределенными призматическими и неправильными зернами, которые часто сдвойникованы. Второй встречается в виде крупных призматических зерен, нередко по краям замещающихся щелочным амфиболом.

Из вторичных минералов присутствуют мусковит, серицит, хлорит, эпидот, канкринит, цеолиты и др.

Щелочные сиениты имеют небольшое распространение и отличаются от вышеописанных пород отсутствием или небольшим содержанием нефелина.

Бундукский интрузив в пределах Базумского хребта образует расширяющееся с запада на восток дайкообразное тело, сложенное, по нашим исследованиям, щелочными сиенитами, сиенитами, фельдшпатолитами, сиенито-диоритами и габбро-сиенитами. Последние три разновидности имеют небольшое распространение.

Все они характеризуются постепенными взаимопереходами, хотя внутри массива занимают определенные места. Так, сиениты слагают узкую часть, щелочные сиениты — восточную широкую часть, фельдшпатолиты — северо-восточную

наиболее приподнятую часть, габбро-сиениты и сиенито-диориты — эндоконтакты восточного расширенного участка интрузива.

Щелочные сиениты, пользующиеся наибольшим развитием, состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, амфиболов, биотита и акцессориев (черного рудного минерала, апатита, сфена, циркона, монацита). Плагиоклаз отвечает альбит-олигоклазу, олигоклазу и андезину. Амфиболы-гастингсит, реже арфведсонит. В них нами обнаружен также одноосный амфибол. В гибридных разностях встречается клинопироксен.

Главные минералы сиенитов: калиевый полевой шпат, плагиоклаз из ряда олигоклаза-андезина и андезина, обыкновенная роговая обманка, биотит.

По данным К. А. Мкртчяна, щелочные сиениты г. Гарнасар, образуют лакколитовые тела, приуроченные к синклинальной структуре. По данным А. И. Адамяна и К. А. Мкртчяна, эти породы состоят из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, авгита, роговой обманки, биотита и акцессориев (apatита, циркона, флюорита, рудного минерала).

Щелочные породы Мегринского плутона многие исследователи (А. И. Адамян, С. С. Мкртчян и др.) относят ко второй фазе внедрения. Однако И. Г. Магакьян, М. А. Литвин, А. Б. Каджан считают эти породы самостоятельной и наиболее поздней фазой внедрения.

Щелочные породы в юго-восточной части Мегринского плутона образуют неправильное тело. По исследованиям А. И. Адамяна, центральная часть его сложена пегматоидными щелочными сиенитами, постепенно сменяющимися в направлении к периферии меланократовыми разностями, приближающимися по составу к сиенито-диоритам.

Щелочные сиениты, играющие преобладающую роль, по А. И. Адамяну, состоят из кали-натриевого полевого шпата, плагиоклаза (часто олигоклаз), амфиболов (обыкновенная роговая обманка, гастингсит), пироксенов (диопсид, диопсид-геденбергит, иногда эгирин-авгит, эгирин), биотита, акцессориев (apatита, сфена, магнетита, циркона, реже ортита, флюорита). Как отмечает А. И. Адамян, в южной части щелочных пород встречаются перерожденные ксенолиты, содержащие нефелин, реже содалит.

Породы жильной фазы в пределах щелочных интрузивов характеризуются большим разнообразием петрографического состава. Среди них выделяются щелочные и нефелиновые сиенит-порфиры, бостониты, аплиты, различные пегматиты и др.

Из них наибольшим развитием пользуются пегматиты.

Последние особенно широко распространены в Тежсарском массиве, где по Г. П. Багдасаряну, образуют шпирообразные, линзообразные и неправильные тела, состоящие из калиевого полевого шпата, нефелина, щелочных амфиболов, флюорита, сфена, апатита, циркона, черного рудного минерала, меланита.

Среди пегматитов, связанных с щелочными породами Мегринского плутона, А. И. Адамяном выделяются полевошпатовые и фельдшпатоидные сиенитовые, первые из которых развиты в центральной, а вторые—в приконтактовой частях интрузива. По данным того же автора, минеральный состав пегматитов представлен калинатриевым полевым шпатом, кислым плагиоклазом, биотитом, щелочным амфиболом, нефелином, содалитом, канкринитом, меланитом, сфеном, апатитом, титано-магнетитом, цирконом, флюоритом и др.

Комплекс акцессорных минералов щелочных пород представлен сфеном, цирконом, цитролитом, ортитом, пирохлором, оранжитом, торитом, монацитом, флюоритом, топазом, бабделейтом, бетафитом и др.

Петрогеохимические особенности. Судя по имеющимся химическим анализам и данным табл. 54, описываемые породы обоих районов Армянской ССР характеризуются повышенной щелочностью и пересыщенностью глиноземом. Щелочные породы Северной Армении обладают отчетливым калиевым составом, в то время как подобные образования Мегринского плутона

Таблица 54

Средние химические составы пород щелочно-сиенитовой
формации раннеорогенного подэтапа

Окислы	1	2	Числа Заварицкого	1	2
SiO ₂	58,05	56,62	a	20,2	23,0
TiO ₂	0,23	0,26	c	3,8	3,5
Al ₂ O ₃	19,75	22,88	b	5,6	6,5
Fe ₂ O ₃	2,74	2,65	s	70,4	67,0
FeO	1,55	1,26	a'	2,5	21,3
MnO	0,13	0,11	f'	72,0	54,2
MgO	0,83	0,92	m'	25,5	24,5
CaO	3,02	2,92	c'	—	—
Na ₂ O	4,63	6,54	n	53	64,2
K ₂ O	6,06	5,48			
H ₂ O	1,85	0,20			
nnn	0,22	1,00			

1—средний состав щелочных пород Памбакского и Базумского хребтов (60 анал.); 2—средний состав щелочных пород Мегринского плутона (23 анал.).

Результаты количественного спектрального анализа щелочных сиенитов Памбакского и Базумского хребтов

№№ проб микроэлем.	524 ¹ /Б	524 ² /Б	525 ¹ /Б	81/Г	486 ¹ /Б	52/Г	55/Г	62/Г	76/Г	Среднее из 9 анализ.
Cr	$1,8 \cdot 10^{-3}$	—	—	—	—	—	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$
Ti	$3,8 \cdot 10^{-1}$	$5,5 \cdot 10^{-1}$	$2,0 \cdot 10^{-1}$	$2,4 \cdot 10^{-1}$	$1,4 \cdot 10^{-1}$	$4,0 \cdot 10^{-1}$	$2,6 \cdot 10^{-1}$	$6,3 \cdot 10^{-1}$	$2,1 \cdot 10^{-1}$	$3,3 \cdot 10^{-1}$
V	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$8,1 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-2}$	$5,8 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$4,3 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$
Ni	—	—	—	$5,3 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	—	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$
Co	—	$2,8 \cdot 10^{-4}$	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$7,5 \cdot 10^{-5}$
Mo	$5,3 \cdot 10^{-5}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$9,2 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$5,3 \cdot 10^{-5}$	$7,1 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$7,2 \cdot 10^{-5}$	$8,6 \cdot 10^{-5}$
Sn	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	$0,8 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	—	—	$3,6 \cdot 10^{-4}$	—	—	$3,4 \cdot 10^{-4}$	—	—	$0,8 \cdot 10^{-4}$
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	$4,1 \cdot 10^{-5}$	$6,1 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$	$6,7 \cdot 10^{-5}$	$5,8 \cdot 10^{-5}$	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$9,0 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-5}$	$6,25 \cdot 10^{-5}$
Cu	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$4,9 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-2}$	$9,9 \cdot 10^{-3}$	$9,0 \cdot 10^{-3}$
Zn	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$6,3 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$6,7 \cdot 10^{-3}$	—	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$8,8 \cdot 10^{-3}$	$7,0 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-3}$
Pb	$7,6 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$6,0 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$9,2 \cdot 10^{-4}$	$4,8 \cdot 10^{-4}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$
Ge	—	—	—	—	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	$0,1 \cdot 10^{-4}$
Ga	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$8,2 \cdot 10^{-4}$	$8,6 \cdot 10^{-4}$
In	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$7,0 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$
Cd	—	—	$3,8 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—	—	$0,4 \cdot 10^{-4}$
Nb	—	—	—	$3,5 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$0,7 \cdot 10^{-4}$
Be	$5,1 \cdot 10^{-4}$	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	—	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$

524¹/Б, 524²/Б, 525¹/Б, 81/Г—щелочные сиениты Бундукского интрузива; 486¹/Б, 52/Г, 55/Г, 62/Г—щелочные сиениты Памбака; 76/Г—сиенит-порфир, Тежсар, р. Ахундов.

ринского плутона имеют натриевую щелочность. Породы жильной фазы повторяют петрохимические особенности вмещающих их интрузивов.

В табл. 55—57 приведены результаты количественного спектрального анализа пород щелочно-сиенитовой формации, рассмотрение которых выявляет их следующие геохимические особенности.

По средним содержаниям главные микроэлементы, за редкими исключениями, располагаются в следующем порядке: титан, ванадий, медь, цинк, цирконий, свинец, бериллий, галлий, никель, хром, олово. К редким микроэлементам относятся висмут, германий, кадмий, ниобий.

Бросается в глаза неравномерное распределение микроэлементов в однотипных породах из разных пунктов данного района. Неравномерное распределение микроэлементов еще более четко выявляется при сопоставлении пород разных составов и районов. Приведем несколько примеров. Хотя щелочные сиениты Бундука и Памбака (табл. 55) довольно близки по содержаниям микроэлементов, но тем не менее первые отличаются от вторых повышенным содержанием ванадия, кобальта, но пониженным — никеля.

Таблица 56

Результаты количественного спектрального анализа кварцевых щелочных сиенитов Памбакского хребта

№№ проб микроэл.	261 ¹ /Б	343/Б	343 ^а /Б	Среднее из 3 анализов
Cr	—	—	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$
Ti	$5,6 \cdot 10^{-1}$	$8,5 \cdot 10^{-2}$	$3,1 \cdot 10^{-1}$	$3,2 \cdot 10^{-1}$
V	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$
Ni	—	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$
Co	—	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$
Mo	—	$6,4 \cdot 10^{-5}$	$6,5 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$
Sn	—	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$0,7 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—
Ag	—	—	$6,9 \cdot 10^{-5}$	$2,3 \cdot 10^{-5}$
Cu	$3,1 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$
Zn	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	—	$3,3 \cdot 10^{-3}$
Pb	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$8,4 \cdot 10^{-4}$	$6,9 \cdot 10^{-4}$
Ge	—	$1,9 \cdot 10^{-4}$	—	$0,6 \cdot 10^{-4}$
Ga	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$
In	—	—	—	—
Zr	$5,8 \cdot 10^{-4}$	—	$7,4 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-4}$
Cd	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$
Nb	—	—	—	—
Be	$6,2 \cdot 10^{-4}$	—	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$

261¹/Б—в 2 км к юго-западу от г. Кер-Оглы; 343/Б—в 4 км к северо-востоку от с. Меградзор.

Щелочные сиениты Памбака отличаются от кварцевых щелочных сиенитов того же района по средним содержаниям большинства микроэлементов (см. последние графы табл. 55 и 56).

Нефелиновые сиениты Памбака, по сравнению с нефелиновыми породами Мегринского плутона, содержат больше ванадия, кобальта, меди, цинка, свинца, но меньше — молибдена, олова, титана, никеля.

Т а б л и ц а 57

Результаты количественного спектрального анализа щелочных пород Мегринского плутона

№№ проб микроэл.	28/М	31/М	25/М	26/М	29/М	29 ^a /М	Среднее арифме- тическое
Ti	$8 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$9,8 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$
V	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$
Ni	$1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	—	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2,05 \cdot 10^{-3}$
Co	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	—	$1,6 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$
Mo	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$
Sn	$2,4 \cdot 10^{-3}$	—	$7 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$7,75 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—	—
Ag	—	—	—	—	—	—	—
Cu	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$
Zn	$4 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$
Pb	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
Ge	—	—	—	—	—	—	—
In	—	—	—	—	—	—	—
Cd	—	—	—	—	—	—	—
Be	—	—	—	—	—	—	—

28/М—сиенит, р. Астазур-гет; 31/М—нефелиновый сиенит (краевая фация), там же; 25/М—богатый нефелиновый сиенит, там же; 26/М—та же порода, там же; 29/М, 29^a/М—нефелиновый сиенит, там же.

В щелочных сиенитах Памбакского и Базумского хребтов (табл. 55) средние содержания титана, серебра, циркония, галлия, больше, чем в нефелиновых сиенитах Памбака. Наоборот, в последних усматривается высокое содержание хрома, ванадия, никеля, кобальта, цинка.

Метаморфизм и рудообразование. Метаморфизм, вызванный формированием щелочно-сиенитовой формации, выражается в образовании различных роговиков, эпидозитов, скарнов и мраморов. Минеральный состав роговиков характеризуется присутствием большого количества минералов — плагиоклаза, роговой обманки, пироксенов, калиевого полевого шпата, нефелина и др.

Эпидозиты развиты в контактовой полосе щелочных пород Базумского хребта, где они возникли за счет основных и средних вулканитов эоцена.

Скарны и мраморы известны в связи с щелочными интрузивами Памбакского хребта. По Г. П. Багдасаряну, скарны эпидот-андрадитовые.

По нашим исследованиям, вмещающие Тежсарский массив породы при контактовых явлениях обогатились калием, натрием, кальцием, алюминием, но из них были вынесены кремний, железо, магний, отчасти титан.

В связи с щелочно-сиенитовой формацией находятся проявления флюорита и редких земель. Большое промышленное значение имеют глиноземистые породы Памбакского хребта.

Трахилипаритовая формация

Данная формация представлена субщелочными вулканитами Базумского хребта. К ней, возможно, могут быть отнесены также верхнеэоценовые липариты и липарито-дациты Восточно-Севанского, Арегунийского и Мургузского хребтов, которые в виде островков располагаются на породах андезитовой формации и иногда образуют незначительные по размерам субвулканические тела.

В пределах Базумского хребта в состав формации входят трахилипариты, трахилипарито-дациты, трахиандезиты, трахиты и их пирокластические разности.

Наибольшим развитием пользуются трахилипариты и трахилипарито-дациты, которые по внешнему виду светлые, серо-розовые, часто флюидалной текстуры породы.

Под микроскопом структура порфировая, структура основной массы фельзитовая. Вкрапленники редки и представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, биотитом.

Плагиоклаз образует широкопризматические кристаллы, по составу отвечает альбиту и альбит-олигоклазу. Калиевый полевой шпат присутствует в виде пелитизированных как таблитчатых, так и неправильных зерен. Вкрапленники кварца часто обнаруживают волнистое угасание. Биотит представлен интенсивно опацизированными кристаллами, окрашенными в темно-бурый цвет с весьма резким плеохроизмом.

Часто встречается и другая разновидность описываемых пород, отличающаяся сферолитовой структурой основной массы. Последняя состоит из сферолитов щелочного полевого шпата, которые либо плотно соприкасаются друг с другом, либо рассеяны в фельзитовой массе. В порфировых выделе-

ниях обычно присутствуют плагиоклаз (№ 15—27), калиевый полевой шпат и кварц, но иногда отмечаются единичные кристаллы клинопироксена, апатита, циркона.

Трахиты и трахиандезиты — тонкозернистые светло-розовые породы. Структура их порфировая с трахитовой структурой основной массы. Вкрапленники — плагиоклаз (альбит, олигоклаз), реже роговая обманка.

Основная масса состоит из тонких, параллельно расположенных микролитов щелочных полевых шпатов и мельчайших зерен рудного минерала.

У трахитов иногда вкрапленники отсутствуют и вся порода состоит из мелкозернистой трахитовой массы. Встречается и другая разновидность таких афировых трахитов, состоящая из неправильных зерен щелочного полевого шпата, проростающихся микролитами альбита и мельчайшими зернами кварца.

Т а б л и ц а 58

Химический состав пород трахилипаритовой формации
раннеорогенного подэтапа

Окислы	Среднее из 11 анализов	Пределы колебания	Числа Заварицкого	Пределы колебания
SiO ₂	71,49	62,39—75,91	a	11,2—17,8
TiO ₂	0,28	0,17—0,58	c	0,4—3,0
Al ₂ O ₃	14,66	12,33—17,39	b	2,9—9,5
Fe ₂ O ₃	1,96	0,30—3,99	s	72,5—82,8
FeO	0,86	0,18—2,63	a'	0—69,6
MnO	0,03	0,01—0,09	f'	17,4—77,6
MgO	0,51	0,10—1,28	m'	3,5—28,2
CaO	1,01	0,09—2,44	c'	0—2,0
Na ₂ O	3,54	0,74—4,48	p	14,1—60,5
K ₂ O	4,64	3,02—7,04		
H ₂ O	0,36	0,04—1,53		
nnn	0,64	0,38—1,68		

Как видно из табл. 58, химический состав пород трахилипаритовой формации подвергается значительным колебаниям. Это особенно хорошо проявляется в числах Заварицкого. Обращает на себя внимание высокая щелочность и калиевый состав пород. Средний состав пород формации близко стоит к липариту, отличаясь несколько пониженной кислотностью, но повышенной щелочностью, в частности высоким содержанием калия.

Граносиенитовая формация

В состав названной формации входят Амзачиманский интрузив и Фиолетовское дайкообразное тело, приуроченное к северному крылу Памбакской синклинали.

Породы формации представлены порфировидными граносиенитами и гранитами. Это серо-розовые породы с крупными выделениями калиевого полевого шпата. Минеральный состав: ортоклаз, плагиоклаз, кварц, амфибол, биотит; акцессории — магнетит, апатит, сфен, циркон, ортит, реже турмалин.

Из главных минералов преобладает пертитовый ортоклаз, порфировидные выделения которого нередко замещаются кварцем основной массы.

Плагиоклаз относится к олигоклазу. По периферии его кристаллов отмечаются тонкие мирмекитовые полосы. Кварц образует обычные ксеноморфные зерна, содержащие в себе мелкие зерна калиевого полевого шпата с контурами разъедания. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, встречается также щелочной амфибол гастингситового характера.

В эндоконтактах интрузивов убывает содержание калиевого полевого шпата и породы постепенно переходят в гранодиориты. В юго-западной части Амзачиманского интрузива они постепенно сменяются среднезернистыми сероголубоватыми гранодиоритами, лишенными порфировидных вкрапленников калиевого полевого шпата.

Т а б л и ц а 59

Средний химический состав пород граносиенитовой формации
раннеорогенного подэтапа

Окислы	Среднее из 2 анализов	Числа Заварицкого	Среднее из 2 анализов
SiO ₂	66,57	a	15,60
TiO ₂	0,39	b	3,20
Al ₂ O ₃	16,30	c	5,60
Fe ₂ O ₃	0,99	s	75,60
FeO	1,61	a'	—
MnO	0,11	f'	42,00
MgO	1,55	m'	46,00
CaO	3,10	c'	12,00
Na ₂ O	3,74	n	52,00
K ₂ O	5,19		
ppp	0,93		
H ₂ O	0,12		

Результаты количественного спектрального анализа пород
граносиенитовой формации

№№ проб микроэлемент.	505 ¹ /Б	505 ³ /Б	506/Б	507/Б	58/Г	Среднее из 5 анализов
Cr	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$9,0 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$
Ti	$1,9 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$2,4 \cdot 10^{-1}$	$3,1 \cdot 10^{-1}$	$3,5 \cdot 10^{-1}$	$2,5 \cdot 10^{-1}$
V	$7,6 \cdot 10^{-3}$	$8,0 \cdot 10^{-3}$	$9,6 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$
Ni	$6,4 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$8,3 \cdot 10^{-4}$	$6,7 \cdot 10^{-4}$
Co	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$3,4 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$
Mo	$6,9 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$9,4 \cdot 10^{-5}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	—	$8,5 \cdot 10^{-5}$
Sn	—	—	—	—	—	—
Bi	—	—	—	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-5}$
Sb	—	—	—	—	—	—
Ag	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$3,8 \cdot 10^{-5}$	$5,5 \cdot 10^{-5}$	$5,7 \cdot 10^{-5}$	$5,2 \cdot 10^{-5}$	$5,04 \cdot 10^{-5}$
Cu	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$8,6 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$
Zn	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-3}$
Pb	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
Ge	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	—	$0,8 \cdot 10^{-4}$
Ga	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$4,1 \cdot 10^{-4}$	$5,4 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$6,0 \cdot 10^{-4}$	$5,3 \cdot 10^{-4}$
In	—	—	—	—	—	—
Zr	$8,1 \cdot 10^{-4}$	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$6,1 \cdot 10^{-4}$	$8,4 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$8,3 \cdot 10^{-4}$
Cd	—	—	—	—	—	—
Nb	—	—	—	—	—	—
Be	—	—	—	—	—	—

Все образцы—порфировидные граносиениты Амзачиманского массива. 505¹/Б—юго-западнее с. Лермонтово; 505³/Б—южнее того же селения; 507/Б—юго-западнее с. Амзачиман; 506³/Б—юго-восточнее с. Лермонтово.

В описываемых интрузивах встречаются жильные породы, представленные аплитами, пегматитами и основными меланократовыми типами. Последние образуют редкие дайки и по составу обычно соответствуют диоритам.

В табл. 59 приведены данные о химизме, а в табл. 60 — результаты количественного спектрального анализа пород граносиенитовой формации. Как видно, для отмеченных пород характерно высокое содержание щелочей и явное преобладание калия над натрием. По среднему химическому составу они относятся к нормальному ряду.

Геохимическая особенность пород формации заключается в повышенном по сравнению с кларковым содержанию ванадия, серебра, меди, но пониженном — хрома, никеля, кобальта, молибдена, германия, галлия, циркония. В кларковых содержаниях присутствуют титан, цинк, свинец, а висмут встречается редко. Остальные микроэлементы не установлены.

С породами граносиенитовой формации связаны небольшие месторождения меди и серного колчедана и в ряде мест проявления редких элементов.

II. СРЕДНЕОРОГЕННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Среднеорогенный подэтап характеризуется интенсивным горообразованием и проявлением субсеквентного магматизма. Малый Кавказ испытывает общее поднятие, которое иногда прерывается кратковременными опусканиями, локализующимися преимущественно в пределах Приараксинского и Прикуринского блоков.

Названный подэтап подразделяется на два тектоно-магматических цикла: среднеолигоценовый-предверхнемиоценовый и верхнемиоценовый-предверхнеплиоценовый. Первый цикл отличается локальным проявлением как вулканизма, так и плутонизма. Второй цикл характеризуется отсутствием плутонических процессов, но более интенсивным развитием вулканической деятельности, охватывающей центральную часть Малого Кавказа.

В течение первого тектоно-магматического цикла в пределах Западного Айоцдзора формируются субщелочные вулканогенные породы, составляющие трахилипаритовую формацию. Несколько позже или быть может одновременно на юго-западе Армянского блока внедряются кислые интрузивные породы гранитовой формации. Породы этих двух формаций весьма сходны между собой и, вероятно, произошли из одной и той же кислой магмы.

В продолжение второго тектоно-магматического цикла вулканизм развивается сначала в озерно-континентальных, затем наземных условиях. Продукты вулканической деятельности образуют андезит-дацитовую формацию, слагающую значительную площадь в центральной части Малого Кавказа.

Как вытекает из вышеизложенного, среднеорогенный подэтап характеризуется формированием трахилипаритовой, гранитовой и андезит-дацитовой формаций. Первые две формации возникли геологически близко — одновременно, а последняя формация — значительно позже.

Трахилипаритовая формация

К этой формации относятся кислые субщелочные вулканы Западного Айоцдзора, составляющие белесоватую свиту, мощностью 200—500 м. Она залегает на свите палеотипных андезито-базальтов и их туфобрекчий.

В составе формации, по А. С. Остроумовой, пирокластические разности преобладают над породами лавовой фации. Встречаются и субвулканические тела, которые образуют «цепочку» северо-западного простираия.

Формация сложена санидиновыми трахилипаритами и трахитами, реже плагиотрахитами, пироксен-биотитовыми и пироксеновыми анортоклазовыми трахитами. Отмечаются также незначительные тела щелочных базальтоидов. Ниже приводится их краткая характеристика по данным А. С. Остроумовой⁷⁰.

Количественно в составе формации преобладают санидиновые трахилипариты и трахиты, среди которых выделяют-ся две разновидности: мегапорфировые и породы с обычными размерами вкрапленников.

Первые слагают субвулканические тела и представляют светло-серые породы с гигантскими фенокристаллами санидина. Последний образует толстотаблитчатые сдвойникованные кристаллы. В порфировых выделениях присутствуют также плагиоклаз, сильно измененная базальтическая роговая обманка, опациitized биотит, реже клинопироксен. Плагиоклаз представлен идиоморфными зональными кристаллами. Аксессуары: рудный минерал, сфен, ортит. Структура основной массы полустекловатая, иногда микротрахитоидная. Она слагается из буроватого стекла, микролитов плагиоклаза, биотита, калиевого полевого шпата, базальтической роговой обманки, реже кварца.

Вторая разновидность образует лавы; это обычные светло-серые санидиновые трахилипариты и трахиты. Структура порфировая с полустекловатой, иногда микролитовой и стекловатой структурой основной массы. Вкрапленники представлены мелкими кристаллами санидина и плагиоклаза. Из цветных минералов встречаются листочки биотита и шестоватые кристаллики базальтической роговой обманки.

Пироксен-биотитовые анортоклазовые трахиты распространены в виде небольших лавовых потоков. Они отличаются от санидиновых пород наличием на вкрапленниках триклинного анортоклаза и основным составом плагиоклаза.

Пироксеновые анортоклазовые трахиты известны в северной части с. Гортун, где приурочены к низам санидиновой свиты. Вкрапленники — анортоклаз, клинопироксен, реже плагиоклаз. В отличие от предыдущих пород анортоклаз образует сростки необычной формы. Плагиоклаз почти полностью разложен. Цветной минерал — эгирин-авгит. Полнокристаллическая основная масса сложена плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, эгирин-авгитом, вторичными продуктами.

Плагитрахиты отличаются от пород трахитовой группы отсутствием калиевого полевого шпата во вкрапленниках. Микробостонитовая основная масса состоит преимущественно из анортотклаза; встречаются также кислый андезин, эгирин-авгит, рудный минерал.

Породы пирокластической фации представлены туфами, которые, как отмечает А. С. Остроумова, чрезвычайно изменчивы, не удастся выделить устойчивых горизонтов; только в западной части района намечается тенденция к обогащению нижних горизонтов свиты обломками крупных кристаллов санидина. Наиболее часто встречаются среднеобломочные туфы, среди которых доминируют кристалло-литокластические разности санидиновых трахилипаритов. В них присутствуют обломки санидина, среднего плагиотклаза, биотита, основной массы трахилипаритов и трахитов. По простираанию эти туфы замещаются тонкообломочными пепловыми туфами, характеризующимися наличием многочисленных пепловых частиц с пемзой структурой.

В восточном Айондзоре в состав формации входят санидиновые липариты, образующие куполообразное тело севернее с. Гетикванк. Это порфиновые породы, в которых, по О. П. Елисеевой и М. А. Фаворской⁴¹, вкрапленники представлены альбитом, санидином, кварцем. Основная масса микрофельзитовая, микропйклитовая, микропегматитовая. Аксессуары: флюорит, циркон, апатит, сфен.

Таблица 61

Химический состав пород трахилипаритовой формации
среднеороженного подэтапа

Окислы	Среднее из 3 анализ.	Пределы колебания	Числа Заварицкого	Пределы колебания
SiO ₂	66,24	64,55—67,18	a	14,7—16,3
TiO ₂	0,42	0,20—0,60	c	1,7—3,2
Al ₂ O ₃	16,93	14,80—18,09	b	3,8—8,8
Fe ₂ O ₃	2,11	1,02—3,01	s	74,3—78,7
FeO	0,62	0,28—1,17	a'	0—54,1
MnO	0,10	0,02—0,24	f'	33,8—50,9
MgO	0,50	0,63—0,86	m'	0,0—25,3
CaO	2,65	1,45—3,75	c'	0—49,1
Na ₂ O	4,04	2,73—4,86	n	54,4—72,4
K ₂ O	4,35	3,86—4,83		
H ₂ O	0,29	0,26—0,61		
nnn	1,74	0,67—4,54		

В западном Айондзоре вышеописанные вулканиты сопровождаются щелочными базальтоидами, образующими мелкие

дайкообразные и жилообразные тела, редко небольшие лавовые потоки и шлаковые нагромождения. Они представлены калиевыми базальтами, лейцитовыми и гаюиновыми тефритами, причем наибольшим развитием пользуются первые.

К описываемой формации, вероятно, относятся также липариты и липарито-дациты бассейна оз. Севан и Варденисского хребта.

По химизму породы рассматриваемой формации занимают промежуточное положение между липаритами и щелочноземельными трахитами (см. табл. 61). От липаритов они отличаются пониженной кислотностью, но повышенной щелочностью. По сравнению с трахитами, они, наоборот, содержат больше кремнезема, но меньше щелочей. В них калий несколько преобладает над натрием.

По данным А. С. Остроумовой, для описываемых пород характерно повышенное содержание микроэлементов: стронция, бария, бериллия, циркония, ванадия, молибдена, ниобия, лантана. В них присутствуют также скандий, титан, кобальт, хром, медь, свинец, цинк, галлий, итрий, марганец, никель, серебро и др.

Гранитовая формация

К гранитовой формации относятся Вохчинский, Казанличский, Шенатагский, Газминский, Прошибердский интрузивы. Крупными из них являются первые два массива, остальные представлены более мелкими телами.

Наиболее крупный Вохчинский массив отличается и более сложным строением. Он слагает северо-западную часть Мегринского плутона, где образует крупное тело, вытянутое в северо-западном близмеридиональном направлении. По восточному контакту на всем протяжении проходит Дебаклинский разлом.

В отмеченном массиве А. И. Адамяном выделяются граниты, гранодиориты, граносиениты, адамелиты и сиениты, притом резко доминируют первые два типа пород.

Казанличский интрузив в виде штокообразного тела, вытянутого в северо-западном направлении, размещается среди вулканитов базальт-андезитовой формации позднегеосинклинального подэтапа. В этом интрузиве, по Т. Ш. Татевосяну, граниты нередко постепенно переходят в граносиениты и гранодиориты.

Породы гранитовой формации отличаются отчетливо выраженной порфиоровидной структурой и светло-розовым цветом. Частично округленные порфиоровидные выделения калинатового полевого шпата часто окружены узкой оболочкой олигоклаза.

С центра к периферии массивов понижается кислотность пород, порфиroidная структура становится менее отчетливой и в эндоконтактах вкрапленники нередко исчезают. Такая картина, как было отмечено выше, наблюдается в интрузивах граносиенитовой формации раннеорогенного подэтапа.

Главными минералами пород гранитовой формации являются калинатровый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, биотит, роговая обманка. В эндоконтактах иногда встречается клинопироксен. Порфиroidные выделения чаще всего представлены кали-натриевым полевым шпатом. Количество главных минералов изменяется, но среди них доминирует кали-натриевый полевой шпат, который, по измерениям многих исследователей, относится к анортоклазу. Плагиоклаз отвечает олигоклазу и кислому андезину.

Таблица 62

Средние химические составы пород гранитовой формации
среднеорогенного подэтапа

Окислы и числа За- варичского	1	2	3	4
SiO ₂	68,39	69,29	67,54	67,96
TiO ₂	0,35	0,30	0,34	0,35
Al ₂ O ₃	14,95	16,66	15,67	15,31
Fe ₂ O ₃	2,14	1,45	1,53	1,83
FeO	1,68	1,10	1,75	1,71
MnO	0,08	0,08	0,11	0,09
MgO	2,76	0,46	2,52	2,64
CaO	2,77	2,33	3,04	2,92
Na ₂ O	3,42	4,03	3,51	3,49
K ₂ O	4,05	3,68	4,07	4,05
nnn	1,07	0,22	0,48	0,77
H ₂ O	0,23	—	—	0,23
a	13,00	14,10	12,70	13,40
c	3,20	2,80	3,70	3,40
b	7,80	4,60	7,30	7,70
s	76,00	79,50	76,30	75,50
a'	—	—	1,90	—
f'	42,50	46,40	39,70	41,00
m'	56,70	35,00	58,40	57,20
c'	0,80	18,60	—	1,80
n	56,20	62,70	59,50	56,00

1—порфиroidные граниты Мегринского плутона (11 анал.); 2—те же породы Баргушата (3 анал.); 3—те же породы Айондзора (2 анал.); 4—средний состав пород формации (16 анал.).

В тесной связи с Вохчинским массивом находятся мелкие штокообразные и дайкообразные тела гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Они приурочены к Дебаклинскому

разлому и по составу тождественны порфировидным гранитам. Эти малые тела отличаются достаточным содержанием халькопирита и молибденита. Многие геологи с ними связывают медно-молибденовое оруденение.

Для пород Вохчинского массива Б. М. Меликсетяном выделяются следующие типоморфные акцессорные минералы: ураноторит, ксенотим, малакон, анатаз, эвксенит, касситерит, самородные свинец и олово, уранинит, висмутин. В них имеются также акцессорные минералы, встречающиеся в породах габбро-монзонит-гранодиоритовой формации раннеорогенного подэтапа. К таким сквозным акцессориям относятся магнетит, сфен, апатит, циркон, ортит, пирит, халькопирит, молибденит.

Как видно из табл. 62, породы гранитовой формации разных районов Армении по химизму довольно сходны между собой. В гранитах Баргушата отмечается некоторый перевес натрия над калием. Обратное соотношение щелочей наблюдается в породах Мегринского плутона и Айоцдзора.

По среднему химическому составу (№ 4 табл. 62) породы близки к гранитам, отличаясь повышенным содержанием глинозема и пониженным кремнезема.

Породы гранитовой формации по химизму весьма сходны с породами трахилипаритовой формации, только первые от последних отличаются несколько повышенной кислотностью, но пониженной щелочностью.

По Б. М. Меликсетяну, в порфировидных гранитах Мегринского района к ведущим микроэлементам относятся молибден, медь, висмут, олово, лантан, итрий, уран, торий, литий, бериллий, рубидий, цезий, цирконий, гафний, ниобий, тантал.

Андезит-дацитовая формация

Формация представлена верхнемиоценовыми и ниже-среднеплиоценовыми вулканогенно-обломочными породами центральной части Малого Кавказа. В пределах Армянской ССР она распространена в области г. Арагац, Приереванском районе, бассейне оз. Севан, Айоцдзоре, Северном Зангезуре.

В строении формации преимущественное развитие имеют породы андезитового, андезито-дацитового и дацитового составов. Это туфоконгломераты, туфобрекчии, туфы, туфопесчаники, включающие лавовые потоки и покровы андезитов, андезито-дацитов, дацитов, реже андезито-базальтов.

В районах распространения вулканических пород андезит-дацитовой формации широким развитием пользуются одновозрастные с ними субвулканические образования андези-

тового, дацитового и андезито-дацитового составов. Они образуют дайкообразные, куполовидные, штокообразные и другие тела, подавляющее большинство которых, по А. Т. Асланяну, приурочено к зонам максимальных мощностей верхнего миоцена-нижнего плиоцена.

В области г. Арагац к рассматриваемой формации относится вулканогенно-обломочная свита Анийского района, сложенная главным образом туфоконгломератами и туфобрекчиями, переслаивающимися с лавовыми потоками андезито-базальтов, андезитов и андезито-дацитов. Она пересечена крутопадающими дайками андезитов и андезито-дацитов.

По исследованиям В. М. Амаряна⁸, туфобрекчии и туфоконгломераты состоят в основном из обломков андезитов, сцементированных туфовым материалом. Андезиты и андезито-дациты из потоков и даек светло- и темно-серые породы. Структура порфировая с андезитовой структурой основной массы. Вкрапленники: плагиоклаз (андезин), роговая обманка, биотит, реже клинопироксен. Основная масса складывается из плагиоклаза, вулканического стекла, рудного минерала. Андезито-базальты отличаются повышенной основностью плагиоклаза и частым присутствием во вкрапленниках клинопироксена, они встречаются в нижней части свиты.

В Приереванском районе, судя по данным А. Т. Асланяна и др., в основании формации располагается свита верхнего миоцена, сложенная обломочными породами. Выше по разрезу следует вохчабердская свита нижнего-среднего (?) плиоцена, которая представлена грубо- и мелкообломочными туфобрекчиями и туфоконгломератами обычно андезитового состава, агломератовыми туфами, включающими потоки андезитов. Разрез свиты венчается покровными андезитами. Она несогласно перекрывается вулканитами верхнего плиоцена.

Микроскопическое исследование автора показывает, что породы лавовой фации преимущественно представлены андезитами и андезито-дацитами. Это светло-серые, иногда светлорозовые породы. Структура порфировая и афировая. Структура основной массы — микролитовая, андезитовая, фельзитовая. Вкрапленники — плагиоклаз, клинопироксен, гиперстен, бурая роговая обманка, реже биотит, присутствующие в разных комбинациях и количествах. По характеру цветных минералов вкрапленников выделяются пироксеновая, двупироксеновая, роговообманковая разновидности. Часто встречаются и андезиты, лишенные крупных порфировых выделений, только весьма редко встречаются единичные сравнительно крупные кристаллы андезина и пироксена.

Плагиоклаз и пироксен нередко относятся по крайней

мере к двум генерациям. Ранняя генерация плагиоклаза образует крупнотаблитчатые кристаллы с резко проявленным зональным строением, а вторая генерация представлена призматическими кристаллами с неотчетливой зональностью. Обе они соответствуют ряду андезин-лабрадора. Роговая обманка присутствует в опацизированных длиннопризматических кристаллах, окрашенных в бурый цвет. Пироксены довольно свежи, образуют короткопризматические зерна разных размеров.

Основная масса складывается из плагиоклаза, вулканического стекла и цветных минералов. Из аксессуаров довольно много апатита, относящегося к двум генерациям. Обе они бесцветны.

Обломочные разности состоят из обломков андезитов, андезито-дацитов, сцементированных туфовым материалом. Под микроскопом среди отмеченных пород различаются биотитовые, роговообманковые, пироксеновые и двупироксеновые разновидности. Структура порфировая с андезитовой, гиаиновой и микролитовой структурой основной массы. Иногда основная масса породы полнокристаллическая и сложена мелкотаблитчатыми кристаллами плагиоклаза, мелкими призматическими зернами пироксена, небольшим количеством рудного минерала, биотита, хлорита. Нами встречен также обломок совершенно полнокристаллических пород габбро-диоритового состава. В обломках андезитов и андезито-дацитов также имеется много бесцветного апатита, но встречаются и неравномерно окрашенные (в фиолетовый цвет) кристаллики того же минерала.

В бассейне оз. Севан вулканогенно-обломочная свита нижнего-среднего плиоцена, по А. А. Gabrielyan, Е. Е. Милановскому и др., сложена туфобрекчиями, туфами, туфоконгломератами андезитового, андезито-дацитового, редко андезито-базальтового и дацитового составов. В верхней части свиты встречаются покровные лавы андезитов.

Среди пород лавовой фации миоплиоцена А. С. Остроумовой и С. Б. Абовяном описываются андезито-базальты, андезиты, трахиандезиты, дациты и т. д. Наиболее широко развиты андезиты. Дациты образуют маломощные потоки и, по данным этих геологов, представляют порфировые породы с вкрапленниками андезина, роговой обманки, реже биотита и кварца. Основная масса сложена кислым плагиоклазом, стеклом, калиевым полевым шпатом (реже), вторичными продуктами.

В южной Армении вулканогенно-обломочные породы развиты в восточном Айоцдзоре и северном Зангезуре. По данным О. П. Елисевой⁴¹, в восточном Айоцдзоре в составе

формации присутствуют обломочные (туфоконгломераты, туфопесчаники, лавобрекчии) и лавовые породы преимущественно андезитового состава. Наиболее широко распространенные андезиты — порфировые породы с гиалопилитовой структурой основной массы. Вкрапленники — андезин, клинопироксен, базальтическая роговая обманка, краснобурый биотит, реже кварц. Кроме андезитов, встречаются андезито-дациты и дациты.

Наиболее характерными породами вулканогенно-обломочной свиты Зангезурского хребта, согласно С. С. Мкртчяну, также являются андезиты, связанные постепенными переходами с андезито-дацитами, дацитами и андезито-базальтами. Эти породы весьма сходны с таковыми других районов Армении. В составе свиты, как отмечает С. С. Мкртчян, широкое развитие имеют туфобрекчии, агломератовые туфы, туфогенные песчаники. Количественно преобладают первые, которые состоят из обломков андезитов, заключенных в туфовом цементе. Агломератовые туфы, прослаивающие туфобрекчии, представляют брекчиевидные породы, состоящие из мелких обломков андезитов, сцементированных мелкозернистым туфовым материалом.

По среднему химическому составу (табл. 63) породы рассматриваемой формации занимают промежуточное положение между андезитами и дацитами, отличаясь от них некоторым повышенным содержанием калия.

Для них характерна натри-калиевая щелочность и пере-

Таблица 63

Химический состав пород андезит-дацитовый формации
среднеорогенного подэтапа

Окислы	Среднее из 7 анализ.	Пределы колебания	Число Заварицкого	Пределы колебания
SiO ₂	63,55	60,60—66,25	a	10,8—13,9
TiO ₂	0,87	0,31—1,37	c	3,9—5,2
Al ₂ O ₃	16,50	16,19—16,90	b	6,4—11,4
Fe ₂ O ₃	3,38	0,62—5,04	s	70,9—76,3
FeO	2,48	0,73—5,04	a'	6,4—21,5
MnO	0,09	0,03—0,20	i'	40,0—55,9
MgO	1,94	0,86—2,71	m'	22,6—50,0
CaO	4,20	3,22—5,17	c'	—
Na ₂ O	3,82	3,44—4,25	n	61,5—70,5
K ₂ O	2,95	2,28—3,32		
H ₂ O	0,59	0,13—1,53		
nnn	0,46	0,18—1,21		

сущенность глиноземом. По сравнению с андезито-дацитами (по С. П. Соловьеву) они отличаются повышенным содержанием кремнезема, закиси железа, окиси калия, но пониженным — глинозема, магнезии.

Таблица 64

Результаты количественного спектрального анализа пород андезит-дацитової формации среднеорогенного подэтапа

№. № проб микро-элемент.	58/67	60/67	Среднее из 2 анал.	№. № проб микро-элемент.	58/67	60/67	Среднее из 2 анализ.
Cr	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$7,3 \cdot 10^{-4}$	$9,15 \cdot 10^{-4}$	Sn	—	$3 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$
Ti	$2,3 \cdot 10^{-1}$	$2,5 \cdot 10^{-1}$	$2,4 \cdot 10^{-1}$	Cu	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$3,25 \cdot 10^{-3}$
V	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$8,2 \cdot 10^{-3}$	Zn	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$3,05 \cdot 10^{-3}$
Ni	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	Pb	$9 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$8,5 \cdot 10^{-4}$
Co	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$	$4,55 \cdot 10^{-4}$	Ga	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2,15 \cdot 10^{-3}$
Mo	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$	Zr	$5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$

58/67—андезит, северо-восточнее с. Гохт; 60/67—андезит, западнее с. Гарни.

Судя по данным табл. 64, геохимическая особенность пород формации заключается в повышенных против кларка содержаниях молибдена, олова, но в пониженных — хрома, титана, ванадия, никеля, кобальта, цинка, свинца, циркония. Медь и галлий присутствуют в кларковых содержаниях.

III. ПОЗДНЕОРОГЕННЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Позднеорогенный подэтап охватывает период от верхнего плиоцена до антропогена включительно и характеризуется общим блоковым поднятием и проявлением финального магматизма.

В верхнем плиоцене на фоне перманентного воздымания Малого Кавказа на Армянском блоке происходят резко выраженные дифференцированные тектонические движения, что приводит к возникновению новых разломов, служивших путями для поднятия магмы верхнеплиоценового и четвертичного времени. Поэтому именно вулканические продукты позднеорогенного подэтапа пространственно тесно связаны между собой, хотя они относятся к разным формациям.

В течение верхнего плиоцена по центральной полосе Малого Кавказа бурно развивается вулканизм, что приводит к извержению пород базальт-андезит-дацитової формации.

Имеет место также массовое вторжение субвулканических тел в связи с многократным проявлением эффузивной деятельности. Они обнаруживают большое сходство с одновозрастными с ними вулканогенными породами лавовой фации.

С конца верхнего плиоцена до нижнечетвертичного времени включительно в районах с наиболее высоким темпом поднятия (Арагацское, Гегамское, Сюникское нагорья) происходит формирование липаритовой формации.

В четвертичное время продолжается общее воздымание Малого Кавказа; тектонические движения по-прежнему носят резко выраженный дифференцированный характер. В это время в центральной части Малого Кавказа возникают многочисленные вулканические аппараты, из которых изливается магма, давшая огромные лавовые покровы. В области г. Арагац происходит также неоднократное извержение большого количества туфового материала. Все эти вулканы в совокупности образуют единую базальт-андезитовую формацию.

Некоторые исследователи (А. А. Габриелян, Г. П. Багдасарян и др.³⁵) для верхнеплиоценового-четвертичного времени выделяют 4 формации. По их данным происходило одновременное формирование параллельных эффузивных формаций — липаритовой и андезито-базальтовой в полосе Анкаван-Сюникского разлома и базальтовой и андезито-дацитов в зоне Транскавказского поперечного поднятия.

Вообще продукты верхнеплиоценового-четвертичного вулканизма имеют весьма сложное строение, что, несомненно, затрудняет их правильное формационное деление. Извержение основных и более кислых (андезито-дацитовых, дацитовых) типов пород нередко чередуется во времени. В таком случае вряд ли можно выделить самостоятельную андезито-дацитовую формацию.

Исходя из вышеизложенного для позднеорогенного подэтапа нами выделяются следующие формации: 1) базальт-андезит-дацитовая; 2) липаритовая; 3) базальт-андезитовая.

Базальт-андезит-дацитовая формация

К названной формации относятся верхнеплиоценовые вулканы основного и среднего составов центральной части Малого Кавказа. В пределах Армянской ССР они развиты в ее северо-западной и южной частях, в области г. Арагац и Приереванском районе.

В северо-западной части Армении породы формации образуют лавовые покровы и потоки, которые, по А. Т. Асланяну, в южном направлении протягиваются от центров Кечут-

ских гор до северо-западных окраин г. Ленинанкана, и, скрываясь под нижнечетвертичной озерной толщей Ленинанканской котловины, вновь выступают в ущелье р. Ахурян. В восточном направлении они достигают устья р. Дзорагет и далее по ущелью р. Дебед прослеживаются до ст. Садахло. Потоки и покровы сложены долеритами, базальтами, андезитобазальтами, андезитами.

В области г. Арагац породы формации пользуются огромным развитием. Наиболее древним членом ее, по А. Г. Асланяну, являются покровы и потоки долеритовых базальтов, которые на юго-восточном склоне прослеживаются по ущелью р. Амберд до верхней части горы и в бассейнах рек Ахурян, Аракс и Касах залегают на отложениях Сармата и Мэотиса-понта.

Стратиграфически выше располагаются андезиты, за которыми следуют андезито-дациты и дациты, слагающие вершинную и привершинную зоны и значительную часть западного склона.

Среди эффузивов П. И. Лебедевым, К. Н. Паффенгольцем, В. М. Амаряном и др. выделяются базальты, андезитобазальты, андезиты, андезито-дациты, щелочные дациты.

В Приереванском районе верхнеплиоценовые вулканы основного и среднего составов, по А. А. Gabrielyan, с большим угловым несогласием залегают на вохчабердскую свиту и перекрываются кислыми эффузивами г. Атис. По А. А. Адамян, они представлены базальтами, долеритами и андезитами.

В южной части Армении в состав формации входят гориская вулканогенно-обломочная и ишханасарская вулканогенная свиты, а также покровные лавы Ераблурского плато.

Первая свита слагает обширное одноименное плато в среднем течении рек Воротан и Акяра. В ее строении, по С. С. Мкртчяну, преобладают туфобрекчии, состоящие из различной величины обломков андезитов и андезито-базальтов, сцементированных туфовым материалом преимущественно андезито-дацитового и дацитового составов.

Согласно А. А. Gabrielyan, в районе с. Брун туфобрекчии замещаются вулканическими брекчиями с потоками базальтовых и андезито-базальтовых лав. В составе свиты присутствуют также туфоконгломераты, туфы, реже вулканические пески и пеплы.

Вулканогенные породы ишханасарской свиты представлены андезитами, андезито-дацитами и дацитами, но лавы Ераблурского плато имеют более основной состав и преимущественно сложены базальтами, андезито-базальтами, андезитами.

Во всех районах в контурах развития пород базальт-андезит-дацитовый формации отмечаются субвулканические тела, которые обнаруживают большое сходство с вулканогенными породами лавовой фации.

Породы формации, как видно из вышеизложенного, представлены основными и средними типами, связанными между собой рядом промежуточных разновидностей.

Главнейшие петрографические типы пород характеризуются определенным пространственным расположением в стратиграфических разрезах: вулканы наиболее основного состава обычно залегают в основании, затем кверху сменяются менее основными и средними породами.

Вулканы расчленяются на следующие петрографические типы — базальты, андезит-базальты (часто долеритовые), андезиты, андезит-дациты, дациты. Среди них доминируют андезит-базальты и андезиты. Главная масса вулканических дацитового состава локализована в области массива Арагац. Вообще здесь встречаются все перечисленные типы эффузивов.

Минеральный состав базальтов и андезит-базальтов представлен плагиоклазом, клинопироксеном, оливином, ортопироксеном, базальтической роговой обманкой. Акцессорные минералы — магнетит, апатит.

Главные породообразующие минералы присутствуют в различных комбинациях и количествах. Наиболее часто встречающаяся ассоциация минералов вкрапленников — плагиоклаз и клинопироксен.

Состав плагиоклаза фенокристаллов варьирует от лабрадора (№ 51) до битовнита (№ 74). Встречаются также вкрапленники андезина и более основного битовнита (№ 80—85).

При переходе от вулканических основного состава к андезитам, дацитам и их переходным разновидностям исчезает оливин, появляются биотит и иногда кристобалитовые образования, часто встречается базальтическая роговая обманка. В указанном направлении понижается и основность плагиоклаза, хотя констатируются и фенокристаллы с повышенной основностью.

Для андезитов, дацитов и их переходных разновидностей типичные минералы вкрапленников представлены плагиоклазом (№ 30—52, реже 57), клинопироксенами (авгит, диопсид), гиперстеном, базальтической роговой обманкой, биотитом. В них также чаще всего наблюдается ассоциация плагиоклаза и пироксена.

Таким образом, некоторые минералы являются сквозными, так как встречаются во всех типах и разновидностях пород. К ним относятся плагиоклаз, клинопироксен, базальти-

ческая роговая обманка. Но количество этих минералов и основность плагиоклаза меняется в зависимости от кислотности пород.

Одной из характерных особенностей рассматриваемой формации является то, что ее породы по минеральному составу в большинстве случаев более основные, а по химизму — кислые и сравнительно щелочные (С. И. Баласанян²²).

В табл. 65 приведены средние химические составы, а в табл. 66 — результаты количественного спектрального анализа пород базальт-андезит-дацитовый формации позднеорогенного подэтапа.

Таблица 65

Средние химические составы главных типов пород базальт-андезит-дацитовый формации позднеорогенного подэтапа

Окислы и числа Заварицкого	1	2	3	4
SiO ₂	50,60	55,73	60,87	64,74
TiO ₂	0,42	1,07	0,55	0,52
Al ₂ O ₃	21,74	16,92	17,31	16,31
Fe ₂ O ₃	4,98	3,70	3,42	3,11
FeO	3,17	3,74	2,16	1,60
MnO	0,04	0,08	0,09	0,05
MgO	4,78	4,33	2,36	1,39
CaO	8,48	7,23	4,72	3,31
Na ₂ O	3,22	3,20	4,22	4,45
K ₂ O	1,87	2,59	3,11	3,42
H ₂ O	0,17	0,48	0,32	0,28
ppn	1,08	0,94	0,85	0,99
a	10,6	11,1	14,0	14,9
c	10,4	5,9	4,8	3,6
b	17,3	17,6	10,2	7,0
s	61,7	65,4	71,0	74,5
a'	—	—	—	—
f'	45,3	39,6	50,0	58,8
m'	50,5	43,2	39,8	34,3
c'	4,2	17,2	10,2	6,9
n	72,1	65,1	67,2	66,8

1—базальт (7 анал.); 2—андезито-базальты (28 анал.); 3—андезиты, андезит-дациты (14 анал.); 4—дациты (24 анал.).

Рассмотрение данных таблиц позволяет наметить для пород формации ряд общих петрогеохимических признаков.

Вулканыты и их субвулканические аналоги отличаются высоким содержанием щелочей, в частности калия.

Им присуща натри-калиевая щелочность.

Таблица 66

Результаты количественного спектрального анализа пород базальт-андезит-дацитовый формации
позднеорогенного подэтапа

№№ проб микроэлем.	30/66	37/66	40/66	41/66	49/67	36/66	11/66	Среднее из 7 анал.
Cr	$9,1 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$5,9 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$	$7,4 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$5,3 \cdot 10^{-3}$
Ti	$2,2 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-1}$	$2,2 \cdot 10^{-1}$	$2,8 \cdot 10^{-1}$	$2,5 \cdot 10^{-1}$	$2,4 \cdot 10^{-1}$	$2,3 \cdot 10^{-1}$
V	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$8,5 \cdot 10^{-3}$
Ni	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$5,3 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$8,2 \cdot 10^{-3}$
Co	$1 \cdot 10^{-3}$	$8,1 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$
Mo	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$
Sn	$3,1 \cdot 10^{-4}$	$3,4 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	—	$2,6 \cdot 10^{-4}$
Cu	$1 \cdot 10^{-2}$	$7,1 \cdot 10^{-3}$	$7,4 \cdot 10^{-3}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$6,9 \cdot 10^{-3}$
Zn	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$7,1 \cdot 10^{-3}$	$6,7 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$	$6,3 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$
Pb	$1 \cdot 10^{-3}$	$8,8 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$7,7 \cdot 10^{-4}$	$7,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$	$7,7 \cdot 10^{-4}$	$9,1 \cdot 10^{-4}$
Ga	$4,9 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$4,1 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$
Zr	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$6,1 \cdot 10^{-3}$

30/66—базальт, юго-западнее с. Уджан; 37/66—базальт, ущелье р. Раздан западнее г. Ереван; 40/66—северо-восточнее г. Ереван; 41/66—базальт, у с. Мгуб; 49/67—андезито-базальт, восточнее с. Ацарат; 36/66—андезито-дацит, западнее с. Арзакан; 11/66—дацит, у верш. г. Арагац.

В них обычно трехвалентное железо преобладает над двухвалентным, за исключением вулканитов г. Арагац, в которых наблюдается обратное соотношение.

В общих чертах отмечается близкое отношение $\text{CaO}:\text{MgO}$. Все петрографические типы принадлежат к породам нормального ряда, исключение составляют некоторые дациты.

Сравнительно со средними типами Дэли они обычно отличаются высоким содержанием щелочей (особенно калия), незначительно кремнезема и повышенной величиной чисел a , s , но меньшим количеством окислов железа и пониженным значением чисел p , часто b , c .

Базальты отличаются также повышенным содержанием глинозема, но пониженным — окиси магния. Кроме того, дацитам присуще высокое содержание закиси железа.

Данные табл. 66, показывают, что базальты и андезитобазальты характеризуются повышенными против кларка содержаниями молибдена, свинца, галлия, олова, но пониженными — хрома, титана, ванадия, никеля, кобальта, меди, цинка, циркония. Но медь, свинец и цирконий иногда встречаются и в кларковых содержаниях.

Для андезито-дацитов и дацитов характерно повышенное содержание никеля, молибдена, галлия и пониженное — хрома, ванадия, кобальта, титана, циркония. В них медь, цинк, свинец, иногда ванадий присутствуют в кларковых содержаниях.

Следовательно, поведение ряда микроэлементов меняется в зависимости от состава пород.

Общей геохимической особенностью пород базальт-андезит-дацитовой формации является повышенное против кларка содержание молибдена, галлия, но пониженное — хрома, титана, кобальта, циркония.

Липаритовая формация

К этой формации относятся верхнеплиоценовые-нижнечетвертичные кислые вулканиты, образующие куполовидные вулканы в пределах Арагацского (Мец и Покр Артени), Гегамского (Атис, Гутанасар, Фонтан, Алапарс, Спитаксар, Гехасар) и Сюникского (Базенк, Мец и Покр Сатанакар, Барцратумб) нагорий. Они детально изучены С. Г. Карапетяном⁴⁸, данными которого мы пользуемся.

Липаритовые вулканиты приурочены к тем участкам, которые характеризуются локальными минимумами силы тяжести второго и третьего порядков и большими мощностями земной коры по сравнению с соседними районами.

Вулканы состоят из куполов, некков, трещинных экстру-

зий, лавовых и агломератовых потоков и пирокластического материала. Большей частью они сложены лавами, реже лаво-кластическим и пирокластическим материалом.

В составе формации участвуют липариты, липарито-дациты и их стекловатые разновидности (обсидианы, перлиты, пемзы, их туфы и брекчии).

Липариты и липарито-дациты разграничиваются геологическим перерывом и петрографическими признаками.

Липариты являются более ранними и отличаются отчетливой флюидалностью, светло-желтой или светло-серой окраской, меньшим содержанием вкрапленников и обычно афировой структурой. В большинстве случаев они слагают экструзии, лавовые и агломератовые потоки, пирокластические образования.

Липариты по структурным особенностям подразделяются на стекловатые, сферолитовые и фельзитовые разности. Первые участвуют в строении почти всех вулканов и представляют переходную породу от липаритов к обсидианам. Сферолитовые липариты характеризуются наличием в них разноразмерных сферолитов, принадлежащих двум генерациям. Фельзитовые липариты пользуются широким развитием и представляют раскристаллизованную разновидность. Они обнаруживают четко выраженную полосчатость в силу чередования разноокрашенных слоев и линз.

Липарито-дациты образовались в поздние фазы деятельности вулканов и представлены в основном флюидалными лавами, реже перлит-пемзовыми образованиями, отличающимися от липаритов буровой окраской и более ярко выраженной полосчатостью. Отмечаются порфировые и афировые разности.

Из стекловатых разностей наиболее часто встречаются обсидианы, образующие самостоятельные тела (купола, потоки, дайки), прослои и линзы в липаритовых и перлитовых образованиях. Они подразделяются на однородные, полосчатые и брекчиевидные разности.

Перлиты связаны с обсидианами, они имеют однородный минеральный состав. Вкрапленники: плагиоклаз, кварц. Основная масса расчленена на округлые и полигональные участки.

Литоидные пемзы, являющиеся вспученной разностью перлитов, слагают незначительные потоки, но они главным образом в виде обломков и глыб входят в состав агломератовых потоков, туфов и брекчий.

Все отмеченные породы характеризуются близким минеральным составом. В липаритовых и липарито-дацитовых лавах ассоциация минералов вкрапленников: плагиоклаз,

кварц, реже санидин, анортоклаз, биотит, роговая обманка. В липарито-дацитах реже появляются моноклинный и ромбический пироксены. Состав плагиоклаза колеблется от № 18—82 (в липаритах) до № 38—46 (в липарито-дацитах). Калиевый полевой шпат встречается главным образом в основной массе.

Цветные минералы, в частности роговая обманка, присутствуют во вкрапленниках липарито-дацитов, а в липаритах они сконцентрированы в основной массе. Ферро-магнезиальные слюды соответствуют лепидомелану и флогопиту, роговая обманка — ферротремолиту, пироксен-диопсид-авгиту, авгиту. В основной массе липаритов присутствуют кварц, тридимит и кристобалит.

В породах формации обнаружено около 40 аксессуаров, характерных в целом для кислых пород. К ним относятся сквозные аксесории — магнетит, гематит, мартит, ильменит, пирит и др., самородные — медь, свинец, цинк, олово, золото и др., галенит, ортит, монацит, циртолит, турмалин и др. Намечается специализация по отдельным вулканам, фациям и типам вулканитов.

Как видно из табл. 67, рассматриваемые вулканиты характеризуются повышенной кислотностью и щелочностью, а также пересыщенностью глиноземом. В липаритах калий несколько преобладает над натрием, а в липарито-дацитах на-

* Таблица 67

Средние химические составы пород липаритовой формации
позднеорогенного подэтапа

Окислы	1	2	Числа Заварицкого	1	2
SiO ₂	74,35	68,87	a	14,6	15,4
TiO ₂	0,12	0,41	c	1,2	2,0
Al ₂ O ₃	13,47	16,68	b	2,1	6,7
Fe ₂ O ₃	1,14	1,76	s	82,1	75,9
FeO	0,27	1,20	a'	25,8	33,6
MnO	0,06	0,07	f'	61,1	39,6
MgO	0,15	1,11	m'	13,1	26,8
CaO	0,98	1,63	c'	—	—
Na ₂ O	4,03	4,38	n	59	68,3
K ₂ O	4,18	3,67			
H ₂ O	0,37	0,08			
unn	0,83	—			

1—липариты и их пирокласты (19 анал.); 2—липарито-дациты (5 анал.)
по С. Г. Карапетяну.

блюдается обратная картина. Средний состав липаритов отличается от среднего липарита Дэли повышенным содержанием кремнезема, щелочей, но пониженным — глинозема и фемических элементов.

В одной пробе перлита (№ 43/66) обнаружены следующие микроэлементы: $\text{Cu}—0,001\%$, $\text{Zn}—0,0019$, $\text{Ga}—0,024$, $\text{V}—0,0008$, $\text{Ti}—0,06$, $\text{Pb}—0,01$, $\text{Sn}—0,00056$, $\text{Mo}—0,00016$, $\text{Zr}—0,01$. Не установлены Ni , Co , Cr .

Как видно, галлий, олово и отчасти молибден превышают кларк, в то время как остальные микроэлементы встречаются ниже кларка.

По С. Г. Карапетяну, к типичным микроэлементам пород относятся Li , Be , Ga , V , Nb , Mo , Pb , которые часто присутствуют в содержаниях выше кларка. Им установлена обедненность вулканитов формации элементами группы железа.

Базальт-андезитовая формация

Продукты четвертичного вулканизма Армянской ССР объединены в одну базальт-андезитовую формацию. Они представлены обширными покровами и потоками базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых лав. Среди них резко преобладают андезито-базальты. Встречаются также андезитодациты и дациты. В составе формации значительную роль играют туфы и туфолавы, локализованные в области г. Арагац.

Четвертичные вулканиты А. Т. Асланияном расчленяются на три комплекса — нижнечетвертичный, среднечетвертичный, верхнечетвертичный. К нижнечетвертичному комплексу им относятся андезито-базальтовые и андезитовые покровы и потоки Варденисского хребта, юго-восточной половины Гегамского хребта, андезито-базальты левобережья р. Воротан, акунские лавы, верхний покровный комплекс вулканов Голгат, лавовые покровы Ленинанканской и Араратской котловин. Лавы среднечетвертичного комплекса развиты на юго-западных и юго-восточных склонах Арагаца, в западной части Араратской котловины и в бассейнах рек Раздан, Арпа, Воротан, Вохчи. К верхнечетвертичному комплексу А. Т. Асланиян¹¹ относит дацитовые лавы нижней части северовосточного склона Арагаца, потоки базальтов и андезитобазальтов Гегамского нагорья (они берут начало от многих центров и достигают оз. Севан, ущелья р. Раздан, восточного края Канакерского плато и краев Араратской долины), лавы пяти вулканических центров Варденисского нагорья, давших ряд потоков в бассейне оз. Севан и долинах рек Арпа и Элегис.

Четвертичные вулканогенные породы г. Арагац В. М. Амарян⁸, также расчленяет на три комплекса: нижнечетвертичный, среднечетвертичный и верхнечетвертичный. Первый комплекс снизу вверх представлен андезито-базальтами, желтоватыми туфами и пемзами, андезитами, андезито-дацитами и дацитами. В составе второго комплекса им выделяются две свиты, нижняя из которых состоит из туфов, туфолав, андезито-дацитовых и дацитовых лав, а верхняя свита начинается андезито-базальтами и их пирокластами, сменяющимися кверху средними типами пород. Третий комплекс сложен базальтовыми и андезито-базальтовыми лавами, образующими маломощные потоки на склонах г. Арагац.

В пределах Айоцзора К. И. Карапетяном выделяются три комплекса лав, формирование которых связывается с тремя этапами, соответствующими ранне-, средне- и позднечетвертичному векам антропогена. В основании каждого из трех комплексов располагаются роговообманковые андезито-базальты и андезиты, которые кверху постепенно переходят в пироксеновые и оливиновые андезито-базальты.

По петрографическим, структурным и текстурным особенностям вулканические туфы К. Г. Шириняном подразделяются на туфолавы и пирокластические туфы (игнимбри-ты). Среди последних им выделяются три главных типа — еревано-ленинканский, пламенный (шамирам-бюраканский), пемзовый или анийский. Туфы первого типа представляют типичные пирокластические породы, состоящие из обломков вулканического стекла, минералов и различных посторонних пород. Пламенные туфы являются окисленными светлыми породами с витрокластической основной массой. Туфы последнего типа характеризуются выдержанной желтоватой окраской и наличием в них большого количества обломков лав и включений пемзового стекла.

В породах лавовой фации базальт-андезитовой формации в зависимости от петрографического типа породообразующие минералы присутствуют в различных комбинациях и количествах.

Однако состав минералов вкрапленников и их количественные соотношения меняются также в однотипных породах различных районов и в пределах отдельных потоков.

В андезито-базальтах и андезитах к типичным минералам фенокристаллов относятся плагиоклаз, клинопироксен, реже базальтическая роговая обманка и ортопироксен. В базальтах и андезито-базальтах часто присутствуют оливин, а в менее основных вулканитах — биотит.

Для всех петрографических типов лавовых пород наиболее характерная ассоциация минералов вкрапленников —

плагиоклаз и клинопироксен. Акцессорные минералы — магнетит и апатит. Клинопироксен обычно представлен авгитом, ортопироксен — гиперстеном.

Состав плагиоклаза вкрапленников в зависимости от кислотности пород варьирует в пределах от кислого андезина до битовнита. В лавах наибольшей основности он чаще всего соответствует лабрадору, а в остальных петрографических типах — андезину.

Однако в ряде случаев между составом плагиоклаза вкрапленников и кислотностью пород никакой зависимости не усматривается.

А. П. Лебедевым установлены значительные колебания состава плагиоклазовых вкрапленников в отдельных типах лав г. Арагац, причем плагиоклаз из лабрадорного ряда отмечается во всех типах — от базальтов до дацитов. По В. М. Амаряну, состав вкрапленников плагиоклаза колеблется в андезито-базальтах № 40—85, в андезитах — № 40—75, в андезито-дацитах — № 50—65, в дацитах — № 22—62.

Основная масса лав сложена теми же главными породообразующими минералами. А. Н. Заварицким установлено также наличие в основной массе базальтов калиевого полевого шпата.

В минеральном составе туфов и туфолав присутствуют плагиоклаз, клинопироксен, ортопироксен, реже базальтиче-

Таблица 68

Химические составы пород базальт-андезитовой формации
позднеорогенного подэтапа

Окислы	1	2	3	4
SiO ₂	55,60	45,05—60,28*	62,49	56,60—66,69
TiO ₂	0,87	0,0 — 2,35	0,74	0,0 — 1,91
Al ₂ O ₃	17,95	11,80—23,06	17,06	14,93—19,73
Fe ₂ O ₃	3,61	1,26— 9,29	2,88	0,29— 6,99
FeO	3,67	0,20—11,10	1,37	0,0 — 3,88
MnO	0,08	0, 0— 0,27	0,11	0,0 — 0,48
MgO	3,82	0,82— 6,93	1,47	0,25— 2,86
CaO	6,50	1,49—11,17	3,56	0,31— 9,02
Na ₂ O	4,02	2,35— 7,16	3,98	2,72— 5,66
K ₂ O	2,38	1,59— 4,50	3,43	1,96— 5,00
H ₂ O	0,41	—	0,44	—
nnn	0,07	—	2,02	—

1—средний состав лав формации (61 анал.); 2—пределы колебания окислов в лавах; 3—средний состав туфов и туфолав (66 анал.); 4—пределы колебания окислов в туфах и туфолавах.

*—иногда содержание кремнезема более 60%.

Результаты количественного спектрального анализа

№, № проб микро-элемента	7/66	9/66	21/66	45/66	47/67	48/67	50/67	51/67
Cr	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$8,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$	$6,7 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$
Ti	$2,8 \cdot 10^{-1}$	$2,4 \cdot 10^{-1}$	$2,1 \cdot 10^{-1}$	$1,8 \cdot 10^{-1}$	$2,5 \cdot 10^{-1}$	$2,3 \cdot 10^{-1}$	$2,1 \cdot 10^{-1}$	$2 \cdot 10^{-1}$
V	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$8,2 \cdot 10^{-3}$	$5,9 \cdot 10^{-3}$	$6,7 \cdot 10^{-3}$	$9,3 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$
Ni	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$7,3 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$8,1 \cdot 10^{-3}$	$4,1 \cdot 10^{-3}$
Co	$1 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$9,1 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-4}$	$4,3 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$
Mo	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$4,7 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$
Sn	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	—	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$
Cu	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$5,1 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$
Zn	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$5,9 \cdot 10^{-3}$	$5,1 \cdot 10^{-3}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$5,8 \cdot 10^{-3}$	$8,2 \cdot 10^{-3}$	$5,1 \cdot 10^{-3}$
Pb	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$7,8 \cdot 10^{-4}$	$7,1 \cdot 10^{-4}$	$8,6 \cdot 10^{-4}$	$7,7 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-3}$
Ga	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$4,3 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$
Zr	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$

7/66—базальт, южнее с. Апаран; 9/66—базальт, юго-восточнее Аштарака; то-базальт, южнее г. Раздан; 47/67—андезито-базальт, восточнее с. Гехар-зальт, восточнее с. Ацарат; 51/67—та же порода, западнее с. Айриван; юго-восточнее с. Лчашен; 22/66-андезито-дацит, южнее с. Маралик; 24/66 В. Талина; 15/66—черный туф, севернее Бюракана;

ская роговая обманка. Плагироклаз представлен андезином, а ортопироксен — гиперстеном.

Рассмотрение имеющихся аналитических данных пород базальт-андезитовой формации позволяет выявить следующие общие петрохимические признаки.

Прежде всего они обладают достаточной щелочностью и натри-калиевым характером. Все типы лав являются породами нормального ряда. В них наблюдается постоянное преобладание кальция над магнием.

Как видно из табл. 68, туфы и туфолавы по сравнению с лавами более кислые и щелочные. По средним химическим составам они отвечают андезито-дацитам, но встречаются и туфы дацитового состава. Для них часто характерно равное содержание натрия и калия, хотя и некоторые разности имеют натри-калиевую щелочность. Среди них встречаются породы как нормального ряда, так и пересыщенные глиноземом.

При сравнении со средними типами, по Дэли лавы, туфы и туфолавы обнаруживают одинаковые черты. Все они нередко отличаются большим содержанием щелочей (особенно калия), отчасти кремнезема, глинозема, но меньшим — окислов железа, магния, извести. Соответственно для них характерна пониженная величина чисел с, b, п и несколько повышенная — чисел а, s.

пород базальт-андезитовой формации позднеорогенного подэтапа

52/67	53/67	22/66	24/66	25/66	15/66	27/66	среднее из 16 анализ.
$2,7 \cdot 10^{-3}$	$4 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	—	$3 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$
$2 \cdot 10^{-1}$	$2,1 \cdot 10^{-1}$	$2,9 \cdot 10^{-1}$	$2,5 \cdot 10^{-1}$	$2,6 \cdot 10^{-1}$	$1,6 \cdot 10^{-1}$	$8,1 \cdot 10^{-1}$	$2,6 \cdot 10^{-1}$
$1 \cdot 10^{-2}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$8,5 \cdot 10^{-3}$
$4,2 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$5,3 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$
$1 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$5,1 \cdot 10^{-4}$	$8,6 \cdot 10^{-4}$
$1,5 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$5,1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$
—	—	—	$4,7 \cdot 10^{-4}$	—	$3 \cdot 10^{-4}$	—	$1,9 \cdot 10^{-4}$
$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$7,6 \cdot 10^{-3}$
$5,7 \cdot 10^{-3}$	$5,8 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-3}$
$1 \cdot 10^{-3}$	$8,7 \cdot 10^{-4}$	$7,7 \cdot 10^{-4}$	$8,3 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$
$3,6 \cdot 10^{-3}$	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$5,6 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$
$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$

21/66—андезито-базальт, в 12 км к югу от г. Ленинанкан; 45/66—андезит-куни; 48/67—андезито-базальт, восточнее с. Сарухан; 50/67—андезито-базальт; 52/67—та же порода, юго-восточнее с. Чкаловка; 53/67—та же порода, —та же порода, северо-западнее с. Мастара; 25/66—дацит, севернее 27/66—красный туф, у с. Катнахпюр.

Из табл. 68 следует, что средний состав лав формации отвечает андезит-базальту, отличаясь несколько повышенным содержанием щелочей, кремнезема, глинозема, но пониженным — окислов железа, магния, извести. Средний состав туфов и туфолав соответствует андезит-дациту, отличаясь большим количеством щелочей, но меньшим — FeO , CaO , отчасти MgO . Хотя средний состав туфов и туфолавов отличается от среднего состава лав повышенной щелочностью и кислотностью, но все же они обладают и общими петрохимическими признаками.

В табл. 69 приведены результаты количественного спектрального анализа рассматриваемых вулканогенных образований.

Данные табл. 69 показывают, что однотипные породы из разных пунктов по содержаниям микроэлементов довольно близки. Однако они обнаруживают и некоторые различия. Так, базальты отличаются по содержаниям хрома, никеля, меди, свинца; андезит-базальты — ванадия, свинца, хрома, иногда кобальта; более кислые типы — никеля, хрома, свинца, циркония, ванадия.

Следовательно, чаще всего в однотипных вулканитах содержания хрома и свинца подвергаются колебаниям.

По содержаниям микроэлементов дациты близко стоят к андезито-дацитам, только первые отличаются повышенным содержанием молибдена, циркония, свинца.

Туфы по химическому составу соответствуют андезито-дацитам и дацитам. Они весьма близки между собой и по содержаниям микроэлементов, если не считать, что туфы по сравнению с андезито-дацитами и дацитами содержат больше галлия, циркония.

Интересно поведение микроэлементов в туфах разных цветов. Как видно из табл. 69, черный туф отличается от красного повышенным содержанием молибдена, олова, галлия, но пониженным — элементов группы железа, меди, цинка, свинца.

Базальты и андезито-базальты характеризуются вышекларковыми содержаниями олова, свинца, галлия, молибдена, но нижекларковыми — элементов группы железа, цинка, циркония. Ванадий, свинец, галлий встречаются и в кларковых содержаниях. Медь в равной мере присутствует в кларковых и нижекларковых содержаниях.

Для андезито-дацитов, дацитов и туфов также характерно вышекларковое содержание молибдена и нижекларковое — элементов группы железа, цинка, циркония. Однако они от базальтов и андезито-базальтов отличаются тем, что в них галлий редко превышает кларк, медь присутствует в кларковых, а свинец в равной степени — в кларковых и нижекларковых содержаниях.

Сопоставление данных последней графы табл. 69 с кларками основных пород выявляет общую геохимическую особенность рассматриваемой вулканической формации, заключающуюся в повышенных против кларков содержаниях молибдена, олова, галлия, свинца и пониженных — элементов железа, меди, циркония.

ОСОБЕННОСТИ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

В предыдущих разделах работы при описании отдельных магматических формаций рассмотрен также вопрос петрохимии и геохимии слагающих их пород.

В настоящем разделе мы попытаемся на основе добытого материала выяснить специфические особенности разновозрастных как геосинклинальных, так и орогенных магматических формаций различного фациального положения.

В таблице 70 приведены средние химические составы пород основных вулканических формаций разных возрастов. С целью сопоставления однотипных пород, из состава послед-

них двух формаций исключены более кислые типы — дациты, андезито-дациты, туфы, туфолавы.

Анализ данных табл. 70 позволяет для основных вулканических формаций наметить следующие петрохимические особенности.

Прежде всего необходимо отметить большое сходство состава базальт-андезитовых формаций средне- и позднегеосинклинального подэтапов. В частности, весьма сходны между собой последние две орогенные формации.

Вулканические формации геосинклинального этапа характеризуются натриевой щелочностью, а аналогичные формации орогенного этапа — натри-калиевой. Исключение составляют породы позднегеосинклинального подэтапа, для которых также характерен натри-калиевый облик. Наиболее отчетливо выраженный натриевый состав наблюдается у формации раннегеосинклинального подэтапа.

Базальт-андезитовым формациям Байкальско-Каледонского мегаэтапа и среднегеосинклинального подэтапа Альпийского мегаэтапа также присуща натриевая щелочность, но этот петрохимический признак у них менее отчетливо выражен, чем у однотипных формаций раннегеосинклинального подэтапа.

Содержание калия и суммарное количество щелочей в течение Альпийского мегаэтапа возрастает. Формации орогенного этапа отличаются от аналогичных формаций геосинклинального этапа повышенным содержанием щелочей, в частности калия.

Исключение составляет формация позднегеосинклинального подэтапа, отличающаяся повышенной щелочностью. В ее породах наблюдается наибольшее содержание калия.

Наименьшее количество щелочей и калия усматривается в формации раннегеосинклинального подэтапа.

Кремнезем содержится в резко пониженных количествах в наиболее ранних формациях двух мегаэтапов, в наименьшем — в формации среднепредверхнеюрского тектоно-магматического цикла, в среднем — в формации позднегеосинклинального подэтапа и в наибольших — в формациях позднегенного подэтапа.

Наибольшее содержание глинозема усматривается в базальт-андезитовой формации Байкальско-Каледонского мегаэтапа, повышенное — в формациях средне- и позднегеосинклинального подэтапов и среднее — в вулканитах позднеорогенного подэтапа.

Для базальт-андезитовых формаций геосинклинальных этапов характерно повышенное, а для пород позднеорогенного подэтапа — наименьшее содержание окислов железа. Наи-

Средние химические составы пород разновозрастных
основных вулканических формаций

Окислы и числа За- варицкого	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,05	52,22	50,89	53,36	52,90	55,73	55,60
TiO ₂	0,66	0,77	0,95	0,68	0,65	1,07	0,87
Al ₂ O ₃	20,70	17,02	15,64	18,17	19,05	16,92	17,95
Fe ₂ O ₃	4,12	4,85	5,13	4,76	4,64	3,70	3,61
FeO	3,89	5,18	5,01	3,93	3,44	3,74	3,67
MnO	0,05	0,12	0,11	0,17	0,12	0,08	0,08
MgO	4,39	4,71	4,40	3,83	3,14	4,33	3,82
CaO	7,13	6,77	7,87	7,98	7,37	7,23	6,50
Na ₂ O	3,09	3,28	3,60	3,50	3,11	3,20	4,02
K ₂ O	1,69	0,81	0,99	1,28	2,68	2,59	2,38
nnn	—	3,67	3,84	2,15	2,10	0,94	0,07
H ₂ O	—	0,45	0,67	0,54	0,04	0,48	0,41
a	10,19	8,6	9,8	10,1	12,1	11,1	12,64
e	9,51	6,7	6,8	7,8	7,5	5,9	6,04
b	17,30	21,6	21,4	18,1	15,4	17,6	15,57
s	63,0	63,1	62,0	64,0	65,0	65,4	65,75
a'	6,93	—	—	—	—	—	—
f'	45,88	45,6	48,1	46,4	50,2	39,6	44,0
m'	17,19	38,9	36,6	38,1	36,4	43,2	42,5
c'	—	15,5	15,3	15,5	13,4	17,2	13,5
n	73,53	85,5	84,4	80,9	60,1	65,1	71,5

1—базальт-андезитовая формация Байкальско-Каледонского мегаэтапа (2 анал.); 2—аналогичная формация средне-предверхнеюрского цикла (35 анал.); 3—аналогичная формация верхнеюрско-нижнемелового цикла (21 анал.); 4—аналогичная формация среднегеосинклинального подэтапа (25 анал.); 5—та же позднегеосинклинального подэтапа (16 анал.); 6—андезито-базальты, базальт-андезит-дацитовый формации позднеорогенного подэтапа (28 анал.); 7—лавы базальт-андезитовый формации позднеорогенного подэтапа (61 анал.).

большее количество их отмечается в базальт-андезитовых формациях раннегеосинклинального подэтапа.

Количество магнелии наибольшее или реко повышенное в формациях досреднегеосинклинального подэтапа, повышенное в породах среднегеосинклинального подэтапа, наименьшее или пониженное — в позднегеосинклинальной и позднеорогенной формациях.

Наибольшее содержание извести констатируется в вулканитах среднегеосинклинального подэтапа, наименьшее — позднеорогенного подэтапа, среднее — в ранней базальт-ан-

дезитовой формации раннегеосинклинального подэтапа, повышенное — в остальных формациях.

В общих чертах для ранних, геосинклинальных формаций часто характерно высокое содержание железа, магнезии, извести, а для молодых, наоборот, пониженное. При омоложении базальт-андезитовых формаций альпийского мегаэтапа возрастает кислотность, но уменьшается количество окислов железа.

Эти петрохимические признаки разновозрастных базальт-андезитовых формаций в общих чертах отражены также в числовых характеристиках А. Н. Заварицкого.

Из табл. 71 видно, что формации допозднегеосинклинального подэтапа от более молодых отличаются пониженной величиной чисел а, s и повышенной — b, n.

Наименьшее значение чисел а, s характерно для пород

Таблица 71

Средние химические составы андезитовой, андезито-дацитовых формаций, а также менее основных пород базальт-андезитовых формаций

Окислы и числа За- варицкого	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	57,61	59,60	57,19	58,17	63,55	60,87
TiO ₂	0,91	0,58	0,88	0,71	0,87	0,55
Al ₂ O ₃	16,8 ⁸	16,46	17,26	17,21	16,50	17,31
Fe ₂ O ₃	6,42	4,25	3,62	3,62	3,38	3,42
FeO	1,75	2,23	3,07	2,82	2,48	2,16
MnO	0,06	0,20	0,04	0,11	0,09	0,09
MgO	1,87	2,90	3,54	2,12	1,94	2,36
CaO	4,66	5,65	1,08	6,04	4,20	4,72
Na ₂ O	5,33	3,66	3,66	3,66	3,82	4,22
K ₂ O	2,03	1,59	2,61	2,46	2,95	3,11
nnn	1,68	2,10	—	1,36	0,46	0,85
H ₂ O	0,90	0,63	—	0,94	0,59	0,32
a	14,9	10,9	11,5	12,1	12,50	14,0
e	4,2	6,1	5,6	6,3	4,70	4,8
b	12,4	12,6	15,2	11,3	9,60	10,2
s	68,5	70,4	67,7	70,3	73,20	71,0
a'	—	—	—	—	—	—
f'	60,0	49,6	39,9	53,6	63,0	50,0
m'	26,5	40,6	40,0	32,1	33,5	39,8
c'	13,5	9,8	20,1	14,3	3,5	10,2
n	80,0	77,9	66,0	69,1	66,0	67,2

1—раннегеосинклинальные андезиты (5 анал.); 2—среднегеосинклинальные андезиты (7 анал.); 3—позднегеосинклинальные (2 анал.); 4—андезитовая формация раннеорогенного подэтапа (10 анал.); 5—среднеорогенная андезит-дацитовая формация (7 анал.); 6—позднеорогенные андезиты, андезито-дациты (14 анал.).

раннегеосинклинального подэтапа и наибольшее — для базальт-андезитовой формации позднеорогенного подэтапа, наибольшая величина чисел b , p усматривается для базальт-андезитовой формации средне-предверхнеюрского тектоно-магматического цикла и наименьшая — для аналогичной формации позднегеосинклинального подэтапа.

Геосинклинальные формации характеризуются повышенной, а позднеорогенные, наоборот, пониженной величиной числа f' . Наибольшее значение числа m' наблюдается в наиболее ранних формациях, но позднеорогенным породам также присуща повышенная величина числа m' .

Все основные формации нормального ряда, за исключением пород первого мегаэтапа, пересыщенных глиноземом.

Для выяснения петрохимических особенностей менее основных андезитовой и андезито-дацитов формаций орогенного этапа составлена табл. 71, в которой приводятся химические составы аналогичных пород других возрастов.

Сопоставление данных табл. 71 позволяет для указанных двух формаций наметить следующие петрохимические признаки:

Для андезитовой формации: 1) натри-калевая щелочность и нормальный ряд; 2) повышенное содержание глинозема, извести, щелочей (в частности калия), среднее — кремнезема, пониженное — магнезии, окислов железа; 3) повышенная величина чисел a , c , s , f' , c' , но пониженная — b , p , m' .

Для андезит-дацитовой формации: 1) натри-калиевая щелочность и нормальный ряд; 2) повышенное содержание кремнезема, резко — щелочей (особенно калия) и пониженное — глинозема, извести, окислов железа, резко — магнезии; 3) наибольшее значение чисел a , s , f' и наименьшее — b , p , c .

Эти две вулканические формации по сравнению с остальными формациями, включающими породы основного и среднего составов, более кислые (см. табл. 70 и 71). В них констатируется наибольшее содержание кремнезема и наименьшее — окислов железа, магния и кальция. Они также отличаются повышенным содержанием щелочей и калия, наибольшим значением числа s , повышенным — чисел a , f' , пониженным — чисел c , b , p , c' , наименьшим — числа m' .

Следовательно, если учесть андезитовую и андезит-дацитовую формации, то при переходе геосинклинальных формаций основной магмы к орогенным повышается кислотность, достигает предела в андезито-дацитовой формации среднеорогенного подэтапа, затем постепенно падает в последних двух формациях позднеорогенного подэтапа.

В указанном направлении резко возрастает также щелочность, в частности калий, но уменьшается количество фе-

мических элементов. Соответственно убывает величина чисел b, c, n.

В табл. 72 сведены данные химических анализов кислых вулканических формаций разных возрастов. С целью сопоставления более или менее чистых, лишенных загрязнения (контаминации, ассимиляции) пород из рассмотрения исключены менее кислые породы липарито-дацитового и дацитового составов.

Таблица 72

Средние химические составы разновозрастных кислых
вулканических формаций

Окислы и числа За- варицкого	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	73,48	73,96	70,55	75,44	71,49	66,24	74,35
TiO ₂	0,26	0,28	0,25	0,17	0,28	0,42	0,12
Al ₂ O ₃	11,80	13,76	14,58	13,49	14,66	16,93	13,47
Fe ₂ O ₃	2,52	2,31	1,85	1,43	1,96	2,11	1,14
FeO	1,11	0,35	0,61	0,68	0,86	0,62	0,27
MnO	0,55	0,03	0,03	—	0,03	0,10	0,06
MgO	0,86	0,45	0,67	0,14	0,51	0,50	0,15
CaO	2,20	1,03	1,76	0,53	1,01	2,65	0,98
Na ₂ O	4,11	4,24	4,25	3,17	3,54	4,04	4,03
K ₂ O	0,77	1,75	—	3,36	4,66	4,35	4,18
nnn	1,56	0,75	0,80	0,98	0,64	1,74	0,83
H ₂ O	0,39	0,68	1,20	0,81	0,36	0,29	0,37
a	9,9	11,1	14,4	11,3	13,9	15,0	14,6
c	2,6	1,2	2,2	0,6	1,2	3,0	1,2
b	5,5	7,1	3,9	6,3	5,9	4,0	2,1
s	82,0	80,6	79,5	81,8	79,0	78,0	82,1
a'	7,4	56,0	13,6	73,0	47,0	28,7	25,8
f'	67,0	33,7	57,0	22,8	38,9	52,7	61,1
m'	25,6	10,3	29,4	4,2	14,1	18,6	13,1
c'	—	—	—	—	—	—	—
n	89,1	75,0	63,9	58,8	56	59	59

1—ранняя плагиолипаритовая формация раннегеосинклинального подэтапа (2 анал.); 2—поздняя плагиолипаритовая формация того же подэтапа (15 анал.); 3—среднегеосинклинальная липаритовая формация (25 анал.); 4—позднегеосинклинальная лип. формация (13 анал.); 5—раннеорогенная трахилипаритовая формация (11 анал.); 6—среднеорогенная одноименная формация (3 анал.); 7—позднеорогенная липаритовая формация (19 анал.).

Табл. 72 выявляет следующие характерные петрохимические признаки для каждой вулканической формации кислото-го состава::

Для плагиолипаритовой формации средне-предверхнеюрского тектоно-магматического цикла раннегеосинклинального подэтапа: 1) наиболее резко выраженный Na-ый состав,

2) наибольшее содержание магнeзии, окислов железа, повышенное — кремнезема, резко — извести и окиси натрия, наименьшее — глинозема, щелочей, окиси калия; 3) наибольшая величина чисел p , f' , повышенная — s , b , резко s , m' , наименьшая — a , a' .

Для плагиолипаритовой формации верхнеюрско-нижне-мелового тектоно-магматического цикла раннегеосинклинального подэтапа: 1) отчетливый натриевый состав; 2) наибольшее количество натрия, повышенное — кремнезема (резко), извести, среднее — глинозема, магнeзии, пониженное — окиси калия (резко), щелочей; 3) наибольшая величина числа b , повышенная — s , p , (резко), a' , средняя — s , f' , m' , пониженная — a .

Для липаритовой формации среднегеосинклинального подэтапа: 1) натри-калиевый состав (судя по данным азербайджанских геологов породы этой формации тоже носят натриевый характер); 2) повышенное содержание глинозема, резко — окиси натрия, магнeзии, среднее — кремнезема, окислов железа, пониженное — окиси калия; 3) наибольшая величина числа m' , повышенная — s , p , f' , средняя — s , b .

Для липаритовой формации позднегеосинклинального подэтапа: 1) кали-натриевый состав; 2) наибольшее содержание кремнезема, повышенное — щелочей, среднее — глинозема, калия, окислов железа, пониженное — окиси натрия, наименьшее — магнeзии, извести; 3) наибольшая величина числа a' , резко повышенная — s , b , средняя — a , пониженная — p , наименьшая — s , f' , m' .

Для трахилипаритовой формации раннеорогенного подэтапа: 1) кали-натриевый состав; 2) наибольшее содержание окиси калия, резко повышенное — щелочей, глинозема, окислов железа, среднее — кремнезема, магнeзии, извести, пониженное — окиси натрия; 3) повышенная величина чисел a , b , средняя — s , s , a' , f' , m' , наименьшая — p .

Для трахилипаритовой формации среднеорогенного подэтапа: 1) кали-натриевый состав; 2) наибольшее количество щелочей, глинозема, извести, повышенное — окиси калия (резко), окиси натрия (резко), окислов железа, среднее — магнeзии, наименьшее — кремнезема; 3) наибольшая величина чисел a , s , повышенная — m' , средняя — b , f' , пониженная — p , a' , наименьшая — s .

Для липаритовой формации позднеорогенного подэтапа: 1) кали-натриевый состав; 2) резко повышенное содержание кремнезема, окислов калия и натрия, среднее — глинозема, резко пониженное — магнeзии, извести, наименьшее — окислов железа; 3) наибольшая величина числа s , резко повышенная — a , f' , средняя — s , пониженная — p , a' , f' , наименьшая — b .

Как видно, помимо значительных различий, кислые вулканические формации обнаруживают некоторые сходные черты с близкими по возрасту вулканическими формациями основного состава.

Так, для кислых вулканических формаций ранне- и среднегеосинклинального подэтапов также характерно резко пониженное содержание щелочей, в частности калия, и соответственно пониженная величина числа a , но повышенная — числа p .

Примечательно, что наименьшее значение числа a , но наибольшее — числа p присуще наиболее ранней плагиолипаритовой формации раннегеосинклинального подэтапа.

Начиная с позднегеосинклинального подэтапа в кислых вулканических формациях возрастает содержание калия, что приводит к повышению общей щелочности орогенных формаций. Соответственно повышается величина числа a , но понижается величина числа p . Поэтому ранние формации обладают натриевой щелочностью, в то время как в орогенных формациях калий даже несколько преобладает над натрием.

В противоположность основным вулканическим формациям, геосинклинальные кислые формации отличаются от орогенных чаще всего повышенной кислотностью.

Как ниже увидим, эта петрохимическая особенность присуща и гранитоидным формациям. Более того, у последних она выражена четче.

В табл. 73—76 приводятся данные химических анализов пород интрузивных формаций Армянской ССР.

Для петрохимической характеристики габбровых формаций составлена табл. 73, в которой даны средние химические составы разновозрастных габбровых пород.

Из табл. 74 вытекает, что габбровая формация Байкальско-Каледонского мегаэтапа отличается от аналогичной формации Альпийского мегаэтапа повышенным содержанием кремнезема, окислов натрия (резко), калия, железа и повышенной величиной чисел a , s , p , f' , s' , но пониженным содержанием глинозема, магнезии, извести и пониженной величиной чисел — s , b , m' .

Породы габбровой формации первого мегаэтапа по сравнению с габбро других возрастов характеризуются наибольшим содержанием окиси натрия, повышенным — кремнезема, пониженным — окиси калия, глинозема, магнезии, наименьшим — извести, окислов железа и повышенной величиной чисел s , b , p , но наименьшей — чисел s , m' .

Габбровая формация Альпийского мегаэтапа от тех же пород отличается наибольшей величиной чисел s , m' , повышенной — b , p , пониженной — s , a (резко), наименьшей — f' .

С целью характеристики петрохимических признаков гранитоидных формаций в табл. 74, 75, 76 приводятся данные химических анализов разновозрастных однотипных пород, причем главное внимание обращается на кислые интрузивные породы (табл. 76) как мало загрязненные от посторонних тел образования.

Анализ табл. 74—76 выявляет следующую картину.

Плагиигранитовая формация Байкальско-Каледонского мегаэстапа (№ 1, табл. 77) характеризуется повышенным содержанием натрия, глинозема, извести, магнелии и повышенной величиной чисел с, резко — п, b, но пониженным содержанием калия, средним — кремнезема и средней величиной — чисел а, s.

Таблица 73

Средние химические составы разновозрастных габбровых пород

Окислы и числа За- варицкого	1	2	3	4	5
SiO ₂	49,55	51,20	45,80	46,35	47,74
TiO ₂	1,55	0,19	0,36	0,47	0,82
Al ₂ O ₃	16,54	20,32	22,26	16,61	19,05
Fe ₂ O ₃	3,37	4,28	3,07	5,46	5,49
FeO	5,27	5,96	4,63	5,89	5,29
MnO	0,11	0,15	0,09	0,08	0,13
MgO	5,34	4,27	6,61	8,44	5,42
CaO	8,47	9,62	14,27	14,53	9,77
Na ₂ O	4,23	2,16	1,12	0,42	2,63
K ₂ O	1,73	1,61	0,72	0,36	1,92
nnn	3,42	0,09	2,15	0,84	0,84
H ₂ O	0,14	0,08	0,30	0,37	0,26
a	12,1	6,19	3,7	1,3	9,2
b	5,1	11,57	14,8	10,7	8,8
c	23,2	19,16	24,5	33,0	23,6
s	59,6	68,08	57,0	55,0	58,4
a'	—	—	—	—	—
f'	36,0	53,46	31,5	32,5	43,6
m'	40,7	41,15	50,0	44,8	40,8
c'	23,3	5,39	18,5	22,7	15,6
n	79,0	83,3	72,0	60,0	68,0

1—габбровая формация Байкальско-Каледонского мегаэстапа (4 анал.); 2—раннегеосинклинальные габбро (2 анал.); 3—среднегеосинклинальная габбровая формация (18 анал.), 4—позднегеосинклинальные габбро (4 анал.); 5—раннеорогенные габбро (27 анал.).

Для гранитогнейсовой формации (№ 2, табл. 76) можно отметить следующие признаки — повышенное количество

кремнезема, среднее — окиси калия, глинозема, магнезии, пониженное — извести, повышенная величина числа *b*, средняя — *c*, *p*, пониженная — *a*.

Плагиигранитовая формация средне-предверхнеюрского тектоно-магматического цикла (№ 3, табл. 76) отличается повышенным содержанием кремнезема, средним — глинозема, извести, пониженным — окиси калия, резко — магнезии и резко повышенной величиной чисел *s*, *p*, средней — *c*, *b*, резко пониженной — *a*.

Таблица 74

Средние химические составы разновозрастных кварцевых диоритов

Окислы и числа За- варицкого	1	2	3
SiO ₂	63,97	62,38	59,22
TiO ₂	0,60	0,48	0,45
Al ₂ O ₃	15,57	18,15	17,99
Fe ₂ O ₃	1,69	2,21	3,54
FeO	2,17	3,30	4,68
MnO	0,06	0,06	0,14
MgO	2,70	2,49	2,52
CaO	3,36	5,43	6,19
Na ₂ O	4,17	3,18	2,81
K ₂ O	1,78	1,24	2,17
nnn	3,18	0,78	0,48
H ₂ O	0,30	0,18	0,23
a	12,03	9,01	9,64
c	4,22	6,66	7,72
b	9,54	11,86	12,33
s	74,21	72,47	70,30
a'	7,25	19,88	—
f'	44,20	43,86	63,22
m'	48,55	36,26	35,63
c'	—	—	1,14
n	78,16	80,0	66,17

1—кв. диориты Агверанского интрузива (3 анал.); 2—кв. диориты габбро-диорит-плагиигранодиоритовой формации раннегеосинклинального подэтапа (16 анал.); 3—кв. диориты орогенного подэтапа.

Для плагиигранитовой формации верхнеюрского-нижне-мелового тектоно-магматического цикла (№ 4, табл. 76) характерны: повышенное содержание глинозема, среднее — кремнезема, извести, резко пониженное — окиси калия и наибольшая величина числа *b*, наименьшая — *a*, повышенная — *s*, *p* (резко), средняя — *c*.

Средние химические составы разновозрастных гранитоидов

Окислы и числа За- варицкого	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	66,29	66,48	65,88	61,46	61,84	54,60	55,19
TiO ₂	0,59	0,38	0,47	0,62	0,52	0,47	0,76
Al ₂ O ₃	15,89	16,34	14,69	15,98	17,34	18,85	18,66
Fe ₂ O ₃	2,20	1,55	2,03	3,20	2,78	4,25	3,55
FeO	2,72	2,77	4,04	3,72	2,56	3,45	3,86
MnO	0,06	0,68	0,11	0,11	0,07	0,15	0,46
MgO	1,21	0,87	1,85	3,07	2,39	2,80	2,95
CaO	1,97	3,04	3,11	5,52	5,10	6,72	6,03
Na ₂ O	5,42	4,05	3,12	3,02	3,41	3,54	3,81
K ₂ O	2,04	2,20	2,51	2,48	3,08	3,46	3,45
nnn	0,51	2,08	1,37	0,76	0,78	1,31	1,16
H ₂ O	0,66	0,22	0,30	0,15	0,25	0,08	0,17
a	14,7	11,9	10,50	10,40	11,80	13,50	14,20
c	2,04	3,8	3,70	5,76	5,80	6,30	5,90
b	8,1	8,8	10,30	12,70	9,80	14,20	14,60
s	74,8	75,5	75,50	71,20	72,60	66,00	65,30
a'	19,8	29,5	15,60	—	—	—	—
f'	55,3	54,0	54,00	50,00	51,00	51,00	52,00
m'	24,9	16,5	30,40	41,30	42,50	34,40	36,10
c'	—	—	—	8,70	6,50	14,70	11,90
n	80,5	74,0	65,00	64,00	66,30	60,50	55,00

1—плагиогранодиориты, гранодиориты Цавского интрузива (раннегеосинклинальная габбро-диорит-гранодиоритовая формация (3 анал.); 2—плагиогранодиориты Алавердского района (та же формация 1 анал.); 3—позднегеосинклинальные гранодиориты (3 анал.); 4—позднегеосинклинальные гранитоиды (36 анал.); 5—раннеорогенные гранитоиды (49 анал.); 6—позднегеосинклинальные монцититы (7 анал.); 7—раннеорогенные монцититы (15 анал.).

Гранитам габбро-диорит-плагиогранодиоритовой формации раннегеосинклинального подэтапа (№ 5 и 6, табл. 76) присущи: наибольшее содержание кремнезема, извести (№ 6), окиси натрия (№ 5), наименьшее магния и наибольшее значение числа s (№ 6), наименьшее — с, b (№ 6).

При сопоставлении преобладающих в указанной формации кварцевых диоритов с таковыми Байкальско-Каледонского мегаэтапа и орогенного этапа (соответственно № 2, 1, 3, табл. 74) выявляется повышенное содержание кремнезема, окиси натрия, наибольшее — глинозема, пониженное — извести, наименьшее — окиси калия и наибольшая величина числа n, повышенная — s, средняя — с, b, пониженная — а. Они пересыщены глиноземом, в то время как орогенные кварцевые диориты относятся к нормальному ряду.

Плагиигранодиориты (отчасти и гранодиориты) той же формации (№ 1, 2, табл. 75) отличаются от гранитоидов габбро-диорит-гранодиоритовой формации позднегеосинклинального подэтапа (№ 4) повышенным содержанием кремнезема, глинозема, резко — окиси натрия, пониженным — окиси калия, окислов мафических элементов.

Для плагиигранитовой формации среднегеосинклинального подэтапа (№ 7, табл. 76) характерны повышенное содержание кремнезема, резко — окиси натрия, среднее — извести, глинозема, пониженное — магнезии, наименьшее — окиси калия, наибольшее значение числа п, резко повышенное — s, резко пониженное — а.

Таблица 76

Средние химические составы кислых пород
разновозрастных гранитоидных формаций

Окислы и числа Завариц- кого	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	70,50	73,12	73,84	71,96	71,23	76,56	73,15	74,68	66,57	67,96
TiO ₂	0,27	0,30	0,18	0,38	0,36	0,09	0,23	0,31	0,39	0,35
Al ₂ O ₃	15,79	13,34	13,34	14,39	14,78	12,09	13,50	10,68	16,30	15,31
Fe ₂ O ₃	1,89	0,99	1,51	1,63	2,35	2,23	1,87	3,60	0,99	1,83
FeO	1,54	1,82	1,44	2,18	1,46	0,24	2,04	0,72	1,61	1,71
MnO	0,06	0,03	0,02	—	0,03	0,01	0,04	0,02	0,11	0,09
MgO	1,44	1,34	0,84	0,67	0,26	0,35	0,78	0,93	1,55	2,64
CaO	2,57	1,85	2,23	2,21	1,24	0,48	2,12	1,72	3,10	2,92
Na ₂ O	4,58	3,16	3,69	3,64	4,99	3,75	4,70	2,26	3,74	3,49
K ₂ O	1,09	2,60	1,11	0,76	2,62	3,76	0,56	4,48	5,19	4,06
nnn	0,73	1,49	1,41	1,63	0,27	0,49	1,08	0,65	0,93	0,77
H ₂ O	0,07	0,21	0,33	0,01	0,52	0,09	0,14	0,07	0,12	0,23
a	11,24	10,3	9,40	8,71	14,4	13,2	10,0	11,20	15,60	13,40
c	3,00	2,1	2,68	2,57	1,4	0,5	2,5	1,20	3,20	3,40
b	8,76	7,0	6,12	9,26	5,8	3,7	6,1	5,66	5,60	7,70
s	77,0	80,6	81,80	79,46	78,4	82,6	80,6	82,0	75,60	75,50
a'	34,33	34,0	43,20	51,43	34,1	31,5	25,5	—	—	—
f'	39,55	35,0	42,43	36,43	57,9	54,5	53,2	63,50	42,00	41,00
m'	26,12	31,0	14,37	12,14	8,0	14,0	21,3	26,30	46,00	57,20
c'	—	—	—	—	—	—	—	10,26	12,00	1,80
p	86,0	64,5	83,8	87,8	74,3	61,5	93,0	42,80	52,00	56,00

1—плагиигранитовая формация Байкальско-Каледонского мегаэтапа (7 анал.); 2—гранитогнейсовая формация того же мегаэтапа (3 анал.); 3—плагиигранитовая формация раннегеосинклинального подэтапа (15 анал.); 4—поздняя плагиигранитовая формация того же подэтапа (5 анал.); 5—граниты Цавского интрузива раннегеосинкл. габбро-диорит-плагиигранодиоритовой формации (13 анал.); 6—Алавердские граниты той же формации (3 анал.); 7—среднеоплагиигранитовая формация (7 анал.); 8—позднегеосинклинальные граниты (4 анал.); 9—раннеорогенная граносиенитовая формация (2 анал.); 10—среднеорогенная гранитовая формация (16 анал.).

Породы всех перечисленных кислых интрузивных формаций пересыщены глиноземом, в то время как аналогичные породы более молодых формаций нормального ряда.

Для гранитов габбро-диорит-гранодиоритовой формации позднегеосинклинального подэтапа (№ 8, табл. 76) намечается повышенное содержание окиси калия, кремнезема, пониженное — извести, магнезии, наименьшее — глинозема, окиси натрия, и повышенная величина чисел a , s (резко), средняя — b , резко пониженная — c , наименьшая — n .

Гранитоиды и монцониты той же формации (№ 4, 6, табл. 75) характеризуются повышенным содержанием щелочей (особенно калия), окислов железа, магния, кальция, но пониженным — кремнезема и соответственно повышенной величиной чисел a , b , но пониженной — n , s , т. е. повышенной щелочностью и вместе с этим повышенной основностью.

Габбро-монцонит-гранодиоритовая формация раннеорогенного подэтапа почти повторяет те же петрохимические признаки предыдущей гранитоидной формации, о чем говорят также средние химические составы гранитоидов и монцонитов двух формаций (табл. 75).

Как видно из табл. 75, главные породы указанных формаций весьма близки между собой по всем окислам и числам, только породы орогенной формации отличаются несколько повышенной щелочностью.

Для последних двух интрузивных формаций орогенного этапа устанавливаются следующие признаки (№ 9 и 10, табл. 76).

Для граносиенитовой формации раннеорогенного подэтапа — наибольшее содержание окиси калия, глинозема, извести, резко повышенное — магнезии, наименьшее — кремнезема и наибольшая величина числа a , резко повышенная — c , пониженная — b , резко пониженная — s , n .

Для гранитовой формации среднеорогенного подэтапа — наибольшее количество магнезии, повышенное — глинозема, резко — окиси калия, извести, пониженное — кремнезема и наибольшая величина числа c , наименьшая — s , резко повышенная — a , b , резко пониженная — n .

Резюмируя вышеизложенное, можно отметить следующие общие особенности.

При переходе геосинклинальных гранитоидных формаций к орогенным уменьшается кислотность. Поэтому первые от вторых, как правило, отличаются повышенным содержанием кремнезема, но пониженным — мафических элементов, в частности магния.

В том же направлении возрастает щелочность формаций, причем натрий и калий обнаруживают различное поведение.

За редкими исключениями количество натрия остается более или менее постоянным. Более того, при омоложении формаций содержание натрия нередко уменьшается. Во времени быстро возрастает содержание калия, что приводит к увеличению общей суммы щелочей.

Кислые породы интрузивных формаций геосинклинальных этапов характеризуются отчетливой натриевой щелочностью. В частности, наиболее резко этот петрохимический признак выражен у плагиигранитовых формаций.

У тех же пород позднегеосинклинальных и орогенных формаций наблюдается отчетливый калиевый облик.

У менее кислых гранитоидов геосинклинальных этапов сохраняется первый петрохимический признак, хотя и нечетко выраженный. Но в более молодых формациях содержание натрия и калия почти равное (натрий даже несколько преобладает над калием).

Кислые интрузивные формации геосинклинального этапа пересыщены глиноземом, а аналогичные формации орогенного этапа относятся к нормальному ряду. Исключение составляют граниты интрузивной формации позднегеосинклинального подэтапа, которые также принадлежат породам нормального ряда.

При переходе геосинклинальных формаций к орогенным уменьшается величина чисел p , s и резко увеличивается — чисел c , m .

На основании вышеизложенного составлена сводная таблица 77, в которой сведены петрохимические особенности магматических формаций Армянской ССР в хронологическом порядке их образования.

В соответствующих разделах работы на основании произведенных количественных спектральных анализов дана геохимическая характеристика пород каждой вулканической и плутонической формации.

Геохимические особенности магматических формаций выявлены путем сопоставления данных спектральных анализов их пород с кларками аналогичных петрографических типов. Выявленные геохимические признаки разновозрастных магматических формаций показаны в первых трех графах табл. 84.

Выделены три группы микроэлементов: 1) главные, присутствующие выше кларка; 2) обычные, присутствующие в пределах кларка; 3) второстепенные, встречающиеся ниже кларка. В круглых скобках приводятся микроэлементы, находящиеся ниже предела чувствительности.

Ниже мы попытаемся выяснить поведение микроэлементов путем сравнения их содержания в породах однотипных формаций разных возрастов.

В табл. 78, 79 приведены данные о количественных спектральных анализах основных и кислых пород вулканических формаций. Данные о некоторых формациях отсутствуют. Из анализа данных этих таблиц вытекают следующие особенности.

В базальт-андезитовой формации средне-предверхнеюрского тектоно-магматического цикла наблюдается наибольшее содержание титана и наименьшее — ванадия, кобальта, молибдена, меди, цинка, свинца; в формации верхнеюрского-нижнемелового тектоно-магматического цикла — наименьшее содержание хрома, никеля, галлия, циркония; в формации позднегеосинклинального подэтапа — наибольшее содержание ванадия, кобальта, меди; в андезито-дацитовой формации среднеорогенного подэтапа — наибольшее содержание циркония; в базальт-андезит-дацитовой формации — наибольшее содержание хрома, никеля, олова, цинка, галлия; в базальт-андезитовой формации позднеорогенного подэтапа — наибольшее содержание молибдена, свинца.

Для первой формации характерно повышенное содержание хрома, среднее — циркония, пониженное — никеля, галлия; для второй формации — повышенное количество титана, среднее — кобальта, меди, пониженное — молибдена (резко), ванадия, цинка, свинца; для третьей формации — резко повышенное содержание цинка, среднее — титана, никеля, молибдена, свинца, галлия, циркония, для четвертой формации — повышенное количество никеля, молибдена (резко), олова, свинца, среднее — хрома, титана, кобальта, цинка, галлия, пониженное — ванадия; для пятой формации — повышенное содержание кобальта (резко), молибдена, меди, свинца (резко), циркония, среднее — титана, ванадия; для последней формации — повышенное количество хрома (резко), никеля, кобальта, олова, меди, цинка, галлия (резко), циркония (резко), среднее — титана, ванадия.

Из табл. 79 вытекает, что плагиолипаритовая формация средне-предверхнеюрского тектоно-магматического цикла характеризуется наибольшим содержанием цинка, галлия, средним — хрома, циркония, пониженным — молибдена, наименьшим — титана, ванадия, никеля, кобальта, меди.

Для аналогичной формации верхнеюрского-нижнемелового тектоно-магматического цикла намечается наибольшее содержание хрома, никеля, молибдена, среднее — титана, ванадия, кобальта, меди, свинца, галлия, наименьшее — цинка, циркония.

Липаритовая формация позднегеосинклинального подэтапа отличается наибольшим количеством титана, ванадия, ко-

Таблица 78

Содержание микроэлементов в породах основных вулканических
формаций разных возрастов

Микро- элементы	1	2	3	4	5	6
Cr	$9,5 \cdot 10^{-4}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$	—	$9,1 \cdot 10^{-4}$	$5,3 \cdot 10^{-3}$	$2,9 \cdot 10^{-3}$
Ti	$3,2 \cdot 10^{-1}$	$2,9 \cdot 10^{-1}$	$2,4 \cdot 10^{-1}$	$2,4 \cdot 10^{-1}$	$2,3 \cdot 10^{-1}$	$2,6 \cdot 10^{-1}$
V	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$8,1 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$8,2 \cdot 10^{-3}$	$8,5 \cdot 10^{-3}$	$8,5 \cdot 10^{-3}$
Ni	$3,9 \cdot 10^{-4}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$8,2 \cdot 10^{-3}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$
Co	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$8,6 \cdot 10^{-4}$
Mo	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$3,1 \cdot 10^{-4}$
Sn	—	—	—	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	—	—	—	—	—
Sb	—	—	—	—	—	—
Ag	—	—	—	—	—	—
Cu	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$6,9 \cdot 10^{-3}$	$7,6 \cdot 10^{-3}$
Zn	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$3,05 \cdot 10^{-3}$	$6,8 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-3}$
Pb	—	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$8,5 \cdot 10^{-4}$	$9,1 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$
Ge	—	—	—	—	—	—
Ga	$,3 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$3,6 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$
Jn	—	—	—	—	—	—
Zr	$,0 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^{-3}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$	$6,1 \cdot 10^{-3}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$
Cd	—	—	—	—	—	—
Nb	—	—	—	—	—	—
Be	—	—	—	—	—	—

1—базальт-андезитовая формация первого цикла раннегеосинклинального подэтапа (3 анал.); 2—аналогичная формация второго цикла того же подэтапа (2 анал.); 3—аналогичная формация позднегеосинклинального подэтапа (3 анал.); 4—андезит-дацитовая формация среднеорогенного подэтапа (2 анал.); 5—базальт-андезит-дацитовая формация позднеорогенного подэтапа (7 анал.); 6—базальт-андезитовая формация того же подэтапа (16 анал.).

бальта, меди, свинца, циркония, средним — никеля, цинка, пониженным — молибдена и наименьшим — галлия.

Таким образом, однотипные, но разновозрастные вулканические формации значительно отличаются друг от друга по содержаниям микроэлементов и следовательно каждая формация характеризуется своеобразными геохимическими признаками.

Породы орогенных вулканических формаций содержат больше типичных микроэлементов (присутствующих в наибольших и повышенных количествах), чем геосинклинальные формации.

Для геосинклинальных формаций основного состава чаще всего характерно наибольшее содержание титана, ванадия, кобальта, меди, а для орогенных формаций — циркония, хрома, никеля, олова, галлия, молибдена, свинца.

Содержание микроэлементов в породах кислых
вулканических формаций разных возрастов

Микро- элементы	1	2	3
Cr	$5,0 \cdot 10^{-5}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	—
Ti	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$1,8 \cdot 10^{-1}$	$2,3 \cdot 10^{-1}$
V	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$
Ni	$1,7 \cdot 10^{-5}$	$3,3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Co	$8,3 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$
Mo	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$
Sn	—	$1,9 \cdot 10^{-4}$	—
Bi	—	—	—
Sb	—	—	—
Ag	—	$4,4 \cdot 10^{-5}$	—
Cu	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$8,8 \cdot 10^{-3}$
Zn	$7,3 \cdot 10^{-3}$	$4,2 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-3}$
Pb	—	$6,1 \cdot 10^{-4}$	$8,1 \cdot 10^{-4}$
Ge	—	$1,1 \cdot 10^{-5}$	—
Ga	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$
In	—	—	—
Zr	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$4,6 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-3}$
Cd	—	$6,9 \cdot 10^{-5}$	—
Nb	—	$1,5 \cdot 10^{-4}$	—
Be	—	—	—

1—плагиолипаритовая формация первого тектоно-магматического цикла раннегеосинклинального подэтапа (6 анал.); 2—аналогичная формация второго цикла того же подэтапа (9 анал.); 3—липаритовая формация позднегеосинклинального подэтапа (3 анал.).

К типичным микроэлементам плагиолипаритовых формаций раннегеосинклинального подэтапа относятся цинк, галлий, хром, никель, молибден, а для липаритовой формации позднегеосинклинального подэтапа — титан, ванадий, кобальт, медь, свинец, цирконий.

Как видно, наблюдается и сходство и различие между вулканическими формациями разного петрографического состава геосинклинального этапа.

Для выяснения геохимических особенностей интрузивных формаций составлены табл. 80—83, где приводятся данные о количественных спектральных анализах.

Как видно из табл. 80, геохимическая особенность габбровой формации Байкальско-Каледонского мегаэтапа заключается в наибольшем содержании хрома, титана, олова, галлия, повышенном — никеля, меди (резко), цинка, пониженном — ванадия, свинца, наименьшим — кобальта, молибдена, а габбровой формации среднегеосинклинального подэтапа — в наибольшем содержании никеля, меди, свинца, по-

вышенном — кобальта, среднем — хрома, цинка, пониженном — титана, молибдена, галлия, наименьшем — ванадия.

Первая формация от последней отличается повышенным содержанием хрома (резко), титана, цинка, свинца, галлия, пониженным — кобальта и присутствием олова, циркония.

Судя по данным табл. 83, плагиогранитовая формация Байкальско-Каледонского мегаэтапа характеризуется наибольшим содержанием хрома, никеля, молибдена, повышенным — титана, кобальта (резко), циркония, резко — галлия, германия, средним — свинца, пониженным — серебра, цинка, наименьшим — олова, меди.

В гранитогнейсовой формации наблюдается наибольшее содержание кобальта, олова, германия, повышенное — хрома (резко), титана, никеля (резко), серебра, меди, свинца, галлия, циркония, среднее — титана, ванадия, пониженное — цинка, наименьшее — молибдена. Кварцевые диориты и плагиогранодиориты Агверанского интрузива (табл. 81), условно отнесенные к гранитогнейсовой формации, от однотипных пород других возрастов отличаются наименьшим содержанием кобальта и средним свинца. Из этих пород только плагиограниты Агверана сходны с гранитогнейсами и то по поведению молибдена, титана, меди.

Для ранней плагиогранитовой формации раннегеосинклинального подэтапа характерны: наибольшее содержание серебра, резко повышенное — титана, серебра, пониженное — молибдена (резко), олова, меди, наименьшее — хрома, среднее — остальных микроэлементов, а для поздней плагиогранитовой формации того же подэтапа: наибольшее количество титана, ванадия, повышенное — меди, кобальта, галлия, среднее — серебра, цинка, свинца, наименьшее — циркония, и пониженное — остальных микроэлементов. Геохимическая особенность наиболее кислых пород габбро-диорит-плагиогранодиоритовой формации раннегеосинклинального подэтапа (5, табл. 83) заключается в повышенном содержании свинца, резко серебра, цинка, среднем — олова, меди, германия, галлия, циркония, наименьшем — кобальта, пониженном — остальных элементов.

Кварцевые диориты той же формации (2, табл. 81) сходны с гранитами по поведению меди, цинка, свинца, олова, а плагиогранодиориты (2 табл. 82) — по поведению титана, кобальта, никеля.

В плагиогранитовой формации среднегеосинклинального подэтапа усматривается наибольшее содержание — галлия, циркония, среднее — никеля, кобальта, пониженное — хрома, меди, резко титана, молибдена, наименьшее — остальных микроэлементов.

Содержание микроэлементов в разновозрастных
габбровых породах

Микро- элементы	1	2	3	4
Cr	$1,7 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-2}$	—
Ti	$5 \cdot 10^{-1}$	$1,3 \cdot 10^{-1}$	$1,6 \cdot 10^{-1}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$
V	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$2,35 \cdot 10^{-2}$	$4,6 \cdot 10^{-2}$
Ni	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$
Co	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$4,0 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-3}$
Mo	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$4,1 \cdot 10^{-4}$
Sn	$7,5 \cdot 10^{-4}$	—	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$
Bi	—	—	$1,85 \cdot 10^{-4}$	—
Sb	—	—	—	—
Ag	—	—	$4,3 \cdot 10^{-5}$	—
Cu	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1,6 \cdot 10^{-2}$	$8,6 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$
Zn	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$4,8 \cdot 10^{-3}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-2}$
Pb	$4,3 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$6,9 \cdot 10^{-4}$	—
Ge	—	—	$1,1 \cdot 10^{-4}$	—
Ga	$3,8 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$5,3 \cdot 10^{-4}$	—
In	—	—	—	—
Zr	$7 \cdot 10^{-3}$	—	$1,0 \cdot 10^{-3}$	—
Cd	—	—	—	—
Nb	—	—	—	—
Be	—	—	—	—

1—габбровая формация Байкальско-Каледонского мегаэтапа (1 анал.); 2—габбровая формация среднегеосинклинального подэтапа (1 анал.); 3—габбро позднегеосинклинальной гранитоидной формации (4 анал.); 4—габбро раннеорогенной гранитоидной формации (1 анал.).

Кварцевые диориты позднегеосинклинального подэтапа отличаются от аналогичных пород других возрастов (табл. 81) наибольшим содержанием титана, ванадия, кобальта, меди, цинка, свинца, средним — никеля, пониженным — молибдена, олова, а гранодиориты той же формации (табл. 82) — наибольшим содержанием титана, кобальта, меди, свинца, повышенным — ванадия, олова, средним — никеля, молибдена, цинка. Как видно, оба типа пород сходны между собой по поведению титана, кобальта, меди, свинца, никеля.

Для гранитов габбро-монзонит-гранодиоритовой формации раннеорогенного подэтапа (табл. 83), характерны: наибольшее количество цветных металлов, повышенное — кобальта, резко молибдена, олова, пониженное — ванадия, наименьшее — титана, никеля, для кварцевых диоритов той же формации (табл. 81) — наибольшее содержание — молибдена, олова, повышенное — никеля, меди, среднее — ванадия, кобальта, наименьшее — титана, цинка, свинца; для гранодиоритов (табл. 82) — наибольшее количество никеля, мо-

Содержание микроэлементов в разновозрастных
кварцевых диоритах

Микро- элементы	1	2	3	4
Cr	---	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	---
Ti	$2,0 \cdot 10^{-2}$	$1,8 \cdot 10^{-1}$	$4,5 \cdot 10^{-1}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$
V	$6,2 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$2,8 \cdot 10^{-2}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$
Ni	$5,0 \cdot 10^{-4}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$9,3 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$
Co	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$
Mo	$0,5 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$9,5 \cdot 10^{-5}$	$8,8 \cdot 10^{-4}$
Sn	---	$1,3 \cdot 10^{-4}$	$0,5 \cdot 10^{-4}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$
Bi	---	---	---	---
Sb	---	---	---	---
Ag	$5,1 \cdot 10^{-5}$	$4,3 \cdot 10^{-5}$	$6,5 \cdot 10^{-5}$	---
Cu	$2,35 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$
Zn	$3,7 \cdot 10^{-3}$	$9,4 \cdot 10^{-3}$	$9,5 \cdot 10^{-3}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$
Pb	$3,0 \cdot 10^{-3}$	$7,4 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$
Ge	---	$1,9 \cdot 10^{-4}$	$0,5 \cdot 10^{-4}$	---
Ga	$6,3 \cdot 10^{-4}$	$7,4 \cdot 10^{-4}$	$5,1 \cdot 10^{-4}$	---
In	---	---	---	---
Zr	$1,3 \cdot 10^{-3}$	---	$1,2 \cdot 10^{-1}$	---
Cd	---	---	$2,2 \cdot 10^{-4}$	---
Nb	---	$1,2 \cdot 10^{-4}$	---	---
Be	---	---	$0,3 \cdot 10^{-3}$	---

1—агверанский интрузив (2 анал.); 2—габбро-диорит-плагиногранодиоритовая формация раннегеосинклинального подэтапа (3 анал.); 3—габбро-диорит-гранодиоритовая формация позднегеосинклинального подэтапа (7 анал.); 4—габбро-монзонит-гранодиоритовая формация раннеорогенного подэтапа (1 анал.).

либдена, повышенное — свинца, среднее — ванадия, кобальта, меди, наименьшее — титана, цинка.

Итак, разные петрографические типы пород отмеченной формации по поведению микроэлементов обнаруживают как отличительные, так и сходные черты. В общих чертах в трех типах пород сходно поведение молибдена, меди, ванадия, кобальта, титана.

Граносиенитовая формация раннеорогенного подэтапа (табл. 83) отличается повышенным содержанием никеля, кобальта, серебра, свинца (резко), германия, пониженным — титана, молибдена, наименьшим — галлия, средним — остальных микроэлементов.

Приведенные данные показывают, что каждая интрузивная формация характеризуется индивидуальными геохимическими признаками.

Однако гранитоидные формации отдельных этапов, подэтапов также обнаруживают некоторые общие особенности.

Так, к типичным микроэлементам гранитоидных формаций раннегеосинклинального подэтапа (Альпийский мега-

этап) относятся никель, титан, кобальт, медь, цинк, свинец, позднегеосинклинального подэтапа — ванадий, титан, кобальт, медь, цинк, свинец, раннеорогенного подэтапа — никель, молибден, медь, цинк свинец.

Следовательно, ранне- и позднегеосинклинальные гранитоидные формации сходны между собой по поведению большинства типичных микроэлементов. Исключение составляют никель и ванадий, первый из которых характерен для раннегеосинклинальных формаций, а второй микроэлемент — для позднегеосинклинальных.

Таблица 82

Содержание микроэлементов в разновозрастных
гранодиоритах и плагиигранодиоритах

Микро- элементы	1	2	3	4
Cr	—	$3,2 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	—
Ti	$3,6 \cdot 10^{-1}$	$2,7 \cdot 10^{-1}$	$4,3 \cdot 10^{-1}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$
V	$5,8 \cdot 10^{-2}$	$8,7 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	$8 \cdot 10^{-3}$
Ni	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$7,2 \cdot 10^{-4}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$
Co	$4,8 \cdot 10^{-4}$	$7,3 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$
Mo	$8,5 \cdot 10^{-5}$	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$9,5 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$
Sn	$1,0 \cdot 10^{-4}$	$6,7 \cdot 10^{-5}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	—
Bi	—	—	$0,4 \cdot 10^{-4}$	—
Sb	—	—	—	$3,0 \cdot 10^{-3}$
Ag	—	$6,1 \cdot 10^{-5}$	$5,7 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$
Cu	$1,4 \cdot 10^{-2}$	$6,1 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-2}$
Zn	—	$1,1 \cdot 10^{-2}$	$6,6 \cdot 10^{-3}$	$2,2 \cdot 10^{-3}$
Pb	$7,8 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$
Ge	—	$4,5 \cdot 10^{-5}$	$0,3 \cdot 10^{-4}$	—
Ga	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$7,9 \cdot 10^{-4}$	—
In	—	—	—	—
Zr	$7,8 \cdot 10^{-4}$	$3,4 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	—
Cd	—	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-4}$	—
Nb	—	$2,0 \cdot 10^{-4}$	—	—
Be	—	—	$0,6 \cdot 10^{-3}$	—

1—плагииграниты Агверанского интрузива (1 анал.); 2—аналогич. породы габбро-диорит-плагиигранодиоритовой формации раннегеосинклинального подэтапа (4 анал.); 3—гранодиориты габбро-диорит-гранодиоритовой формации позднегеосинклинального подэтапа (9 анал.); 4—аналогич. породы раннеорогенной гранитоидной формации (1 анал.).

Раннеорогенные гранитоидные формации обнаруживают сходство с геосинклинальными по поведению рудогенных элементов — меди, цинка, свинца. Вообще они являются типичными элементами для гранитоидных формаций альпийского мегаэтапа, чем они и отличаются от формаций Байкальско-Каледонского мегаэтапа.

К типичным микроэлементам геосинклинальных формаций Альпийского мегаэтапа относятся титан, кобальт, а раннеорогенных формаций — молибден, олово.

Содержание микроэлементов в кислых породах разновозрастных интрузивных формаций

Микро- элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
Cr	$3,6 \cdot 10^{-2}$	$6,4 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-3}$	$2,1 \cdot 10^{-4}$	$3,7 \cdot 10^{-4}$	—	$5,6 \cdot 10^{-4}$
Ti	$3,5 \cdot 10^{-1}$	$2,9 \cdot 10^{-1}$	$3,7 \cdot 10^{-1}$	$4,0 \cdot 10^{-1}$	$2,6 \cdot 10^{-1}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$2,5 \cdot 10^{-1}$
V	$2,4 \cdot 10^{-2}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1,2 \cdot 10^{-1}$	$5,1 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$5,2 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-2}$
Ni	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$3,4 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$5,3 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$6,7 \cdot 10^{-4}$
Co	$5,7 \cdot 10^{-4}$	$6,3 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$4,8 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$
Mo	$4,3 \cdot 10^{-4}$	$4,1 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$9,9 \cdot 10^{-5}$	$2,2 \cdot 10^{-4}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$4,1 \cdot 10^{-4}$	$8,5 \cdot 10^{-5}$
Sn	$0,4 \cdot 10^{-4}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-4}$	—	$6,1 \cdot 10^{-4}$	—
Bi	—	—	$3,3 \cdot 10^{-5}$	—	—	—	—	$6 \cdot 10^{-5}$
Sb	—	—	—	—	—	—	—	—
Ag	$3,1 \cdot 10^{-5}$	$4,9 \cdot 10^{-5}$	$7,3 \cdot 10^{-5}$	$4,2 \cdot 10^{-5}$	$5,5 \cdot 10^{-5}$	—	$3,0 \cdot 10^{-5}$	$5,04 \cdot 10^{-5}$
Cu	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$1,6 \cdot 10^{-3}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$	$4,4 \cdot 10^{-3}$	$2,6 \cdot 10^{-3}$	$0,8 \cdot 10^{-2}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$
Zn	$2,8 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$2,3 \cdot 10^{-3}$	$2,5 \cdot 10^{-2}$	$5,2 \cdot 10^{-3}$
Pb	$5,8 \cdot 10^{-4}$	$9,9 \cdot 10^{-4}$	$3,4 \cdot 10^{-4}$	$4,3 \cdot 10^{-4}$	$8,4 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
Ge	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$8,4 \cdot 10^{-5}$	$2,2 \cdot 10^{-5}$	$5,7 \cdot 10^{-5}$	—	—	$0,8 \cdot 10^{-4}$
Ga	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,1 \cdot 10^{-3}$	$7,3 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	$7,2 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	—	$5,3 \cdot 10^{-4}$
In	—	—	—	—	—	—	—	—
Zr	$1 \cdot 10^{-3}$	$9,3 \cdot 10^{-4}$	$8,2 \cdot 10^{-4}$	$6,8 \cdot 10^{-5}$	$9,8 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-3}$	—	$8,3 \cdot 10^{-4}$
Cd	$1 \cdot 10^{-4}$	$3,3 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$8,5 \cdot 10^{-5}$	$4,6 \cdot 10^{-5}$	—	—	—
Nb	$1 \cdot 10^{-4}$	$5,7 \cdot 10^{-5}$	$1,7 \cdot 10^{-4}$	$3,7 \cdot 10^{-5}$	$2,3 \cdot 10^{-4}$	—	—	—
Be	—	$1,1 \cdot 10^{-4}$	—	—	—	—	—	—

1—плагиогранитовая формация Байкальско-Каледонского мегаэтапа (6 анал.); 2—гранитогнейсовая формация того же мегаэтапа (9 анал.); 3—первая плагиогранитовая формация раннегеосинклинального подэтапа (9 анал.); 4—вторая плагиогранитовая формация того же подэтапа (8 анал.); 5—граниты габбро-диорит-плагиогранодиоритовой формации того же подэтапа (7 анал.); 6—среднегеосинклинальная плагиогранитовая формация (3 анал.); 7—граниты раннеорогенной гранитоидной формации (2 анал.); 8—раннеорогенная граносиенитовая формация (5 анал.).

Из элементов группы железа хром характерен для формаций Байкальско-Каледонского мегаэтапа, а титан — для геосинклинальных формаций альпийского мегаэтапа. Общим признаком для геосинклинальных формаций обоих мегаэтапов является присутствие в составе типичных микроэлементов кобальта.

Раннеорогенные гранитоидные формации обнаруживают сходство с таковыми Байкальско-Каледонского мегаэтапа по поведению молибдена и олова.

На основании вышеизложенного составлена последняя графа табл. 84.

Анализ данных, приведенных в первых трех графах табл. 84, выявляет следующие геохимические особенности.

Две вулканические формации основного состава позднеорогенного подэтапа ничем не отличаются по поведению микроэлементов. Обе формации характеризуются вышекларковыми содержаниями молибдена, свинца, олова, галлия, но нижекларковыми — элементов группы железа, меди, цинка, циркония. Как видно, из рудогенных элементов молибден и свинец относятся к главным, а медь и цинк — к второстепенным микроэлементам.

К позднеорогенным основным формациям близко стоит среднеорогенная андезит-дацитовая формация. В ее породах также молибден и олово являются главными микроэлементами, а хром, никель, ванадий, кобальт, цинк, цирконий — второстепенными. Но в них медь и галлий относятся к обычным, а свинец — к второстепенным микроэлементам.

Геосинклинальные формации основного состава отличаются от орогенных тем, что главные микроэлементы последних там либо отсутствуют, либо являются обычными или второстепенными.

Так, в геосинклинальных формациях олово отсутствует, молибден и галлий встречаются в кларковых содержаниях, а свинец — ниже кларка.

Геосинклинальные и орогенные формации основного состава сходны между собой по поведению элементов группы железа, а также цинка, циркония. В тех и других они относятся к второстепенным микроэлементам.

Интересно, что позднеорогенная липаритовая формация от геосинклинальных кислых вулканических формаций также отличается вышекларковыми содержаниями молибдена, олова, галлия, чем она и сходна с позднеорогенными вулканическими формациями основного состава. Но от последних липаритовая формация отличается по поведению никеля, кобальта, хрома, свинца.

В ранней геосинклинальной плагιοгранитовой формации к главным микроэлементам принадлежат цинк, часто галлий,

в раннегеосинклинальной субвулканической плагиолипаритовой формации — серебро, кадмий, а в позднегеосинклинальной липаритовой — медь.

Геосинклинальные кислые вулканические формации отличаются друг от друга по поведению титана, меди, свинца, олова, германия, ниобия. Но они сходны между собой по поведению ванадия, никеля, кобальта, цинка, циркония, молибдена. Особенно близки между собой обе плагиолипаритовые формации раннегеосинклинального подэтапа.

При переходе от раннегеосинклинальных кислых вулканических формаций к позднегеосинклинальной липаритовой формации из группы элементов железа исчезает хром, а в позднеорогенной липаритовой формации — никель и кобальт.

Во всех кислых формациях цинк и цирконий обнаруживают одинаковое поведение. Вообще разновозрастные формации чаще всего отличаются по поведению главных микроэлементов, но довольно сходны между собой по поведению второстепенных микроэлементов.

Габбровая формация Байкальско-Каледонского мегаэтапа отличается от аналогичной формации среднегеосинклинального подэтапа присутствием в составе главных микроэлементов меди, галлия, олова, хрома. В обеих формациях элементы группы железа принадлежат к обычным и второстепенным микроэлементам.

В кислых интрузивных формациях Байкальско-Каледонского мегаэтапа элементы группы железа являются главными.

В раннегеосинклинальных плагиогранитовых формациях Альпийского мегаэтапа из них в составе главных микроэлементов остаются титан, ванадий, а остальные присутствуют в группе либо обычных, либо второстепенных микроэлементов.

В остальных гранитоидных формациях геосинклинального этапа из них остается ванадий, а в раннеорогенных формациях они становятся, как правило, второстепенными микроэлементами.

Итак, за редкими исключениями, в направлении от ранних к поздним интрузивным формациям роль элементов группы железа убывает.

Интересно, что во всех гранитоидных формациях, за исключением среднегеосинклинальной плагиогранитовой, серебро присутствует как главный микроэлемент.

Обе кислые интрузивные формации Байкальско-Каледонского мегаэтапа обнаруживают сходство и по поведению цинка, свинца, циркония, германия, ниобия, но отличаются по поведению меди, молибдена, олова, кадмия, галлия, бериллия.

Раннегеосинклинальные плагиогранитовые формации сходны между собой по поведению главных микроэлементов титана, ванадия, кадмия и второстепенных — кобальта, олова, свинца, циркония, германия, но отличаются по поведению хрома, никеля, меди, цинка, молибдена, ниобия.

Последующие гранитоидные формации (включающие габбро) геосинклинального этапа сходны с предыдущими по поведению главных микроэлементов ванадия, меди, но отличаются по поведению титана, кадмия и ряда обычных и второстепенных микроэлементов.

Основной отличительной чертой орогенных интрузивных формаций является присутствие в них молибдена в качестве главного микроэлемента.

В тесной связи с различными по возрасту и петрогеохимическим особенностям магматическими формациями возникли разные типы месторождений.

Прежде всего отметим, что по специфике оруденения орогенные магматические формации резко отличаются от геосинклинальных. Кроме того, наиболее интенсивное и разнообразное рудообразование имело место в период формирования предорогенных и орогенных магматических формаций.

Вполне отчетливо устанавливается связь колчеданного оруденения с геосинклинальными кислыми формациями резко выраженной натриевой щелочности и медно-молибденового оруденения — с орогенными кислыми формациями калиевой или кали-натриевой щелочности.

В своих деталях довольно различны металлогенические особенности разновозрастных как геосинклинальных, так и орогенных кислых магматических формаций обеих фаций.

Так, в связи с наиболее ранней плагиолипаритовой формацией Альпийского мегаэтапа известны крупные серно- и медноколчеданные месторождения (на территории Азербайджанской ССР), с поздней субвулканической плагиолипаритовой формацией раннегеосинклинального подэтапа — наиболее крупные колчеданные месторождения меди, полиметаллов, бария (главную роль играет медь), с липаритовой формацией позднегеосинклинального подэтапа — лишь серноколчеданные месторождения. Первая формация обладает резко выраженной натриевой щелочностью, вторая — натриевой, а третья — кали-натриевой.

Формирование плагиогранитовой формации раннегеосинклинального подэтапа, характеризующейся отчетливой натриевой щелочностью, сопровождалось возникновением незначительных серноколчеданных, медно-серноколчеданных и полиметаллических месторождений, в то время как в определенной генетической связи с габбро-диорит-плагиогранодио-

ритовой формацией того же подэтапа, отличающейся натриевой и иногда натри-калиевой щелочностью, образовались железорудные месторождения, медно-пиритовые, медно-молибденовые проявления, баритовые и золоторудные жилы.

К породам габбро-диорит-гранодиоритовой формации позднегеосинклинального подэтапа кали-натриевой щелочности приурочены скарновые месторождения железа, меди, гидротермальные медные, золоторудные и небольшие полиметаллические месторождения.

В связи с габбро-монзонит-гранодиоритовой формацией раннеорогенного подэтапа калиевой или кали-натриевой щелочности возникли крупные медно-молибденовые, небольшие полиметаллические месторождения, значительные месторождения титано-магнетитовых руд, проявления золота и др.

Некоторым орогенным интрузивным формациям отчетливой калиевой щелочности (щелочно-сиенитовой, граносиенитовой) присуща редкометальная минерализация.

Специфической минерализацией отличаются гипербазитовая формация среднегеосинклинального подэтапа (хром, платина) и андезит-дацитовая формация среднеорогенного подэтапа (золото, мышьяк, сурьма, ртуть).

Интересно отметить, что кислые геосинклинальные формации, с которыми пространственно связаны месторождения меди, цинка, свинца, часто характеризуются пониженными содержаниями перечисленных элементов по сравнению с другими, более молодыми кислыми формациями (см. последнюю графу табл. 84).

Когда месторождения полиметаллов отсутствуют или образуют небольшие проявления в формациях повышается содержание цинка и свинца, а в случае отсутствия медно-колчеданных месторождений в них возрастает концентрация меди.

Эта закономерность более отчетливо выявляется при сравнении средних содержаний рудогенных элементов формаций с кларками (см. первые три графы табл. 84).

Так, в раннегеосинклинальной субвулканической плагиолипаритовой формации, с которой связываются известные крупные медно-колчеданные и полиметаллические месторождения Сомхето-Карабахской зоны, рудогенные элементы (медь, цинк, свинец) относятся к второстепенным микроэлементам (т. е. присутствуют ниже кларка).

В плагиолипаритовой формации средне-предверхнеюрского цикла раннегеосинклинального подэтапа, с которой на территории Азербайджанской ССР связаны крупные медно-колчеданные месторождения, медь относится к группе второстепенных элементов (при сравнении с другими подобными формациями Армянской ССР, в ней медь присутствует в наименьших содержаниях).

Наоборот, в раннегеосинклинальной габбро-диорит-плагиогранодиоритовой формации, в связи с которой известны лишь медные проявления, и в позднегеосинклинальной липаритовой формации, с которой связано только серно-колчеданное оруденение, медь содержится выше кларка. Наиболее ранняя плагиолипаритовая и габбро-диорит-плагиогранодиоритовая формации раннегеосинклинального подэтапа характеризуются вышекларковым содержанием цинка, хотя в связи с ними неизвестны более или менее крупные месторождения или даже проявления указанного металла.

Подытоживая вышеизложенный материал, можно прийти к некоторым выводам.

1. Каждая вулканическая и интрузивная формация обладает индивидуальными минералогическими, петрохимическими и геохимическими особенностями. Поэтому устанавливаются значительные различия в петрогеохимических признаках однотипных магматических формаций разных возрастов. Они отличаются и рядом особенностей рудной минерализации. Каждый подэтап или тектоно-магматический цикл, как правило, характеризуется определенными магматическими формациями, т. е. набором определенных вулканических и плутонических формаций.

Магматические формации, возникшие в продолжение данного тектоно-магматического цикла, обнаруживают некоторые общие черты. Это объясняется тем, что каждый цикл отличается своей специфической обстановкой, накладывающей свой отпечаток на продукты магматизма в целом. Поэтому именно однотипные вулканические и плутонические формации разных тектоно-магматических циклов, подэтапов значительно отличаются друг от друга. Существенно отличаются друг от друга магматические формации разного состава и фаций геосинклинального и орогенного этапов. Все это свидетельствует о поступательном развитии магматических процессов.

2. Общая направленность магматизма выражается в возрастании с течением времени щелочности магматических формаций.

Вулканические и плутонические формации ранних циклов геосинклинального этапа характеризуются общей пониженной щелочностью и натриевым составом. Наиболее отчетливо выраженный натриевый облик и наименьшее количество щелочей (особенно калия) наблюдается в раннегеосинклинальных вулканических формациях.

В формациях позднегеосинклинального подэтапа значительно возрастает содержание щелочей.

В раннеорогенном подэтапе формируются магматические

формации повышенной щелочности, в том числе и щелочные как вулканические, так и плутонические **формации**.

В более поздних подэтапах орогенного этапа щелочность заметно падает. Позднеорогенный подэтап снова характеризуется появлением формаций базальтовой магмы. Но они принципиально отличаются от подобных формаций геосинклинального этапа повышенной щелочностью. Эта особенность характерна и для кислой вулканической формации, которая однако отличается от таковых раннеорогенных циклов меньшей щелочностью.

Таким образом, переход геосинклинального этапа развития в орогенный знаменуется возникновением новых по качеству магматических формаций.

3. Геосинклинальный и орогенный этапы существенно отличаются и по эволюции магматизма. Если в геосинклинальный период устанавливается возрастание во времени содержания щелочей, то обратная картина присуща орогенному этапу. Наиболее богатые щелочами магматические формации образовались в начале орогенного этапа, но содержание щелочей заметно убывает в формациях позднеорогенного подэтапа.

Тем не менее общая эволюция магматизма на протяжении всей геологической истории Армении проявляется в порядке возрастающей щелочности.

В магматических формациях усматривается возрастание содержания калия от ранних к поздним подэтапам. Количество натрия остается более или менее постоянным.

Поэтому в вулканических и плутонических формациях ранних подэтапов натрия резко преобладает над калием, но в орогенных формациях наблюдается тенденция к выравниванию их содержания, что приводит к возрастанию общей щелочности пород.

Исключение составляют некоторые орогенные формации (щелочные и кислые), имеющие отчетливую калиевую щелочность.

Соответственно с этими особенностями при омолаживании магматических формаций повышается величина числа a , но уменьшается число n . Остальные петрогенные элементы также обнаруживают определенную направленность, но поведение их нередко меняется во времени в зависимости от фациального положения формаций.

При переходе геосинклинальных вулканических формаций основного состава к орогенным повышается их кислотность, достигая предела в андезит-дацитовый формации среднеорогенного подэтапа, затем постепенно падает в последних двух формациях позднеорогенного подэтапа.

В общих чертах для ранних, геосинклинальных основных формаций часто характерно низкое содержание кремнекислоты, но высокое — окислов железа и магния, а для молодых наоборот. Наименьшая кислотность наблюдается в раннегеосинклинальных базальт-андезитовых формациях Альпийского мегаэтапа.

Итак, при омолаживании базальт-андезитовых формаций в общем намечается возрастание содержания кремнезема, но уменьшение — окислов железа, часто магнезии. В том же направлении усматривается увеличение значения числа s и убывание чисел b , c .

Поведение петрогенных элементов несколько иное в кислых вулканических формациях. В противоположность основным формациям, орогенные кислые формации отличаются от геосинклинальных чаще всего пониженной кислотностью.

Следовательно, в направлении от ранних к более поздним кислым вулканическим формациям убывает кислотность и соответственно уменьшается величина числа s , но возрастает число b .

В этом отношении к ним близко стоят гранитоидные формации, в которых со временем также уменьшается содержание кремнезема и величина числа s , но увеличивается величина чисел c , m' . Кроме того, геосинклинальные гранитоидные формации (за исключением позднегеосинклинальных гранитов) пересыщены глиноземом, а орогенные — нормального ряда.

4. Разновозрастные магматические формации отличаются и по поведению микроэлементов.

Орогенные основные формации отличаются от геосинклинальных вышекларковыми содержаниями молибдена, олова, часто галлия. Как эти, так и остальные анализируемые микроэлементы в геосинклинальных основных формациях либо отсутствуют, либо являются обычными и второстепенными. При сопоставлении средних содержаний разновозрастных базальтовых формаций Армении выявляется наибольшее количество титана, ванадия, кобальта, меди в геосинклинальных формациях, а хрома, никеля, молибдена, олова, галлия, циркония, свинца — в орогенных.

Орогенные кислые вулканы от геосинклинальных также отличаются вышекларковыми содержаниями молибдена, олова, галлия. Но геосинклинальные формации содержат разные главные микроэлементы (в одном случае цинк, галлий, в другом серебро, кадмий и др.).

При переходе от раннегеосинклинальных плагиолипаритовых формаций к позднегеосинклинальной липаритовой формации из группы элементов железа хром исчезает, а в

позднеорогенной липаритовой формации исчезают никель, кобальт.

За редкими исключениями, в направлении от ранних геосинклинальных гранитоидных формаций к поздним орогенным роль элементов группы железа убывает, но возрастает значение молибдена. В первых элементы группы железа чаще всего присутствуют в качестве главных микроэлементов, а в поздних орогенных формациях являются, как правило, второстепенными. Противоположную тенденцию обнаруживает молибден.

Та же картина выявляется при сравнении средних содержаний этих микроэлементов в однотипных породах гранитоидных формаций. Они в наибольших количествах присутствуют в геосинклинальных формациях обоих мегаэтапов, а в раннеорогенных формациях из них типичным является лишь никель.

5. Установленные петрогеохимические особенности магматических формаций позволяют предполагать, что в пределах Армении и всего Малого Кавказа ранние геосинклинальные магматические формации возникли путем выплавления исходного однородного материала верхней мантии и потому они характеризуются: 1) общей пониженной щелочностью, в частности низким содержанием калия (соответственно пониженной величиной a и повышенной n) и 2) высоким содержанием микроэлементов группы железа.

Этот вывод в первую очередь относится к геосинклинальным основным вулканическим формациям, которые отличаются также пониженной кислотностью и соответственно пониженной величиной s , но повышенной b , c .

Особенно необходимо отметить раннегеосинклинальные базальт-андезитовые формации Альпийского мегаэтапа, в которых наблюдается наименьшее содержание кремнезема, щелочей (особенно калия), но высокое—мафических элементов. Кроме того, по своим признакам они близко стоят к спилит-кератофировым формациям.

При решении генезиса геосинклинальных кислых вулканических и интрузивных формаций важно подчеркнуть, что они от орогенных аналогичных формаций отличаются большей кислотностью и вместе с тем повышенными содержаниями (и выщелачиваемыми) элементами группы железа.

Орогенные магматические формации, характеризующиеся высоким содержанием щелочей (особенно калия) и микроэлементов молибдена, олова, часто галлия, циркония, вероятно, образовались за счет сиалической коры. В первую оче-

редь это относится к орогенным кислым формациям обеих фаций.

Что касается орогенных вулканических формаций основного состава, то, по-видимому, они возникли либо за счет сплошного плавления базальтового слоя земной коры, либо путем выплавления верхней мантии.

В пользу последнего представления свидетельствует высокое содержание в них хрома, никеля. Если это предположение верно, то повышенная щелочность и высокое содержание в них молибдена, олова, циркония, галлия можно поставить в причинную связь с ассимиляцией основной магмой кислого материала земной коры.

СПИСОК УПОМИНАЕМОЙ И ЦИТИРУЕМОЙ ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Абдулаев Р. Н., Ахундов Ф. А., Гаджиев Т. Г., Керимов Г. И., Потапова Е. И.—Магматические формации Азербайджана. Материалы IV Всесоюз. петрограф. сов., Изд. АН Азерб. ССР, 1969.
2. Абовян С. Б.—Геология и полезные ископаемые северо-восточного побережья оз. Севан. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
3. Абовян С. Б., Агамалян В. А. и др. Магматические формации Армянской ССР и связанные с ними полезные ископаемые. Мат. IV Всес. петрограф. совещ., Изд. АН Азерб. ССР, 1969.
4. Абовян С. Б.—Меловые вулканические образования бассейна оз. Севан. Геология Арм. ССР, т. IV, Изд. АН Арм. ССР, 1970.
5. Адамян А. И.—Петрография щелочных пород Мегринского района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1955.
6. Адамян А. И.—Мегринская группа интрузивов. Геология СССР, т. 43, 1970.
7. Акопян В. Т.—Юра (Кафанский антиклинорий). Геология Арм. ССР, т. II, Изд. АН Арм. ССР, 1964.
8. Амарян В. М.—Вулкан Арагац, его строение и история формирования. Канд. дис., библиограф. Ер.ГУ, 1964.
9. Аракелян Р. А.—Стратиграфическая схема нижнепалеозойского метаморфического комплекса Армянской ССР. Геология Арм. ССР (стратиграфия), т. II, Изд. АН Арм. ССР, 1964.
10. Асламян А. Т.—Стратиграфия юрских отложений северной Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1949.
11. Асламян А. Т.—Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.
12. Асламян А. Т.—Тектоника. Геология СССР, т. 43, кн. 1, изд. «Недра», 1970.
13. Афанасьев Г. Д. и др.—Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа. Мат. XXI Межд. геол. конгр., проб. 3, 1960.
14. Афанасьев Г. Д.—Особенности геологического картирования магматических формаций на примере Северного Кавказа. Госгеолтехиздат, 1960.
15. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. и др.—Об абсолютном возрасте магматических пород Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 5, 1966.
16. Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Карамян К. А.—Итоги абсолютного датирования ряда рудных формаций Арм. ССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1968.
17. Багдасарян Г. П., Елисеева О. П.—Памбакская свита. Геология Арм. ССР, т. IV, Изд. АН Арм. ССР, 1970.
18. Баласанян С. И.—Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд. ЕрГУ, 1963.
19. Баласанян С. И.—К проблеме вулканоплутонических формаций (на

- материале Армении). Мат. симп. по вулcano-плутоническим формациям. Изд. АН СССР, АН Казах. ССР. 1965.
20. Баласанян С. И.—К вопросу о происхождении гранитоидов (на примере Арм. ССР). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.
 21. Баласанян С. И.—Эопалеозойский магматизм Арм. ССР. Ученые записки ЕрГУ, Естест. науки, 1 (105), 1967.
 22. Баласанян С. И.—Направленное и наследованное развитие магматизма. ДАН Арм. ССР, № 1, т. 44, 1967.
 23. Баласанян С. И.—Особенности проявления магматизма в связи с тектоническим развитием орогенического пояса (на примере Малого Кавказа). Мат. XXIII Междунар. геол. конгресса, Прага, 1968.
 24. Баласанян С. И.—Основные черты магматизма Армении. Изд. «Митк», 1968.
 25. Баласанян С. И.—Некоторые закономерности проявления вулканизма в истории развития подвижного пояса (на примере М. Кавказа). Мат. к III Всес. вулк. совещ., Изд. Львовского унив., 1969.
 26. Баласанян С. И.—Особенности развития магматизма. Геология СССР, т. 43, книга 1, изд. «Недра», 1970.
 27. Бартиян П. М.—Минералогия россыпей северной части Арм. ССР. Автореферат канд. дис., 1968.
 28. Билибин Ю. А.—Общие вопросы металлогении золота. Избр. труды, т. II, Изд. АН СССР, 1959, стр. 241—242.
 29. Вартапетян Б. С.—К вопросу о возрасте интрузивов Арм. ССР. «Вопросы геологии Кавказа». Изд. АН Арм. ССР, 1964.
 30. Вегуни А. Т.—Стратиграфия палеогеновых отложений бассейнов рек Арпа и Воротан (Армянская ССР). Канд. дис., библи. ЕрГУ, 1961.
 31. Виноградов А. П.—Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, АН СССР, № 1, 1956.
 32. Виноградов А. П.—Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. Геохимия, АН СССР, № 7, 1962.
 33. Габриелян А. А.—Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
 34. Габриелян А. А.—Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1964.
 35. Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Карапетян К. И., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х.—Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXI, № 1—2, 1968.
 36. Геворкян Р. Г.—Геохимические особенности и петрогенезис щелочных пород центральной Армении. Автореферат канд. дис., 1965.
 37. Григорян Г. О.—Главные циклы рудоносного вулканизма Армении. Тезисы докладов науч. сес. ЕрГУ, 1962.
 38. Гулян Э. Х.—Магматизм и эндогенное оруденение северного склона Баргушатского хребта Арм. ССР. Канд. дис., библи. ЕрГУ, 1966.
 39. Гуюмджян О. П.—Геологическое строение, магматизм и метасоматические образования западного Баргушата. Автореферат канд. дис., 1970.
 40. Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л.—О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла (Армянская ССР). Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XX, № 4, 1967.
 41. Елисеева О. П., Фаворская М. А.—Палеогеновый вулканизм Айюцзорского синклиниория (Восточный Айюцзор). Геология Арм. ССР, т. IV. Изд. АН Арм. ССР, 1970.
 42. Елисеева О. П.—Миоплиоценовые вулканические породы (Восточный Айюцзор). Геология Арм. ССР, т. IV. Изд. АН Арм. ССР, 1970.

43. Заварицкий А. Н.—Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, 1955.
44. Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф.—Об эндогенных (магматических и метаморфических) формациях Кавказа. Мат. IV Всес. петрограф. совещ., Изд. АН Азерб. ССР, 1969.
45. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1967.
46. Казарян Г. А.—Магматические комплексы Алавердского рудного района, Автореферат канд. дис., 1962.
47. Карапетян К. И.—Четвертичный вулканизм Даралагяза. Канд. дис., библи. ИГН АН Арм. ССР, 1959.
48. Карапетян С. Г.—Особенности строения и состава новейших липаритовых куполовидных вулканов Армянской ССР. Канд. дис., библи. ИГН АН Арм. ССР, 1968.
49. Котляр В. Н.—Памбак. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
50. Кузнецов Ю. А.—Главные типы магматических формаций. Изд. «Недра», 1964.
51. Там же, стр. 21.
52. Там же, стр. 14.
53. Круть И. В.—Некоторые вопросы формационного анализа кристаллических горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1967.
54. Левинсон-Лессинг Ф. Ю.—Петрография. Госгеолиздат, 1940.
55. Магакьян И. Г.—Основные черты металлогении Армении. Советская геол., № 7, 1959.
56. Магакьян И. Г.—Структурно-металлогенические зоны Малого Кавказа. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. Изд. АН СССР, 1960.
57. Малхасян Э. Г.—Юрские вулканические породы. Геология Арм. ССР, т. IV, Изд. АН Арм. ССР, 1970.
58. Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Изд. АН Азерб. ССР, Баку, 1969.
59. Меликсетян Б. М.—Акцессорные минералы в породах Меринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIII, № 2, 1960.
60. Мелконян Р. Л.—Интрузивные комплексы Алавердского рудного района, Автореферат канд. дис., 1971.
61. Мнацаканян А. Х.—Меловые вулканические серии северной Армении и связанное с ними минералообразование. Канд. дис., библи. ИГН АН Арм. ССР, 1964.
62. Милановский Е. Е.—Некоторые закономерности тектоники и магматизма орогенного этапа развития Альпийского геосинклинального пояса юго-восточной Европы и юго-западной Азии. XXII сессия Межд. геол. конгр., докл. сов. геол., проб. II. Изд. «Недра», 1964.
63. Милановский Е. Е.—Некоторые закономерности развития кайнозойского орогенного вулканизма в альпийском поясе юго-западной Евразии. XXIII сессия Межд. геол. конгр., докл. сов. геол., проб. II. Изд. «Наука», 1968.
64. Мкртчян К. А.—Базумский хребет в системе Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Канд. дис., библи. ЕРГУ, 1960.
65. Мкртчян С. С.—О геологии и рудоносности Алавердского рудного района. Изв. АН Арм. ССР, № 3, 1957.
66. Мкртчян С. С.—Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
67. Москалева В. Н., Харкевич Д. С., Шаталов Е. Т.—Закономерности проявления магматических формаций на территории СССР. Мат. IV Всесоюз. петрог. совещ. Изд. АН Азерб. ССР, 1969, стр. 16—17.
68. Мурадян К. М.—Базумский рудный район Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1971.
69. Остроумова А. С., Абовян С. Б.—Миоплиоценовые вулканические по-

- роды бассейна оз. Севан. Геология Арм. ССР, т. IV. Изд. АН Арм. ССР, 1970.
70. **Остроумова А. С.**—Миоценовые вулканические породы (Западный Айодзор и бассейн верховьев р. Веди). Геология Арм. ССР, т. IV, Изд. АН Арм. ССР, 1970.
 71. **Паланджян С. А.**—Интрузивные комплексы гипербазитов и габброндов юго-восточной части Севанского хребта. Канд. дис., библиогр. ИГН АН Арм. ССР, 1968.
 72. **Паффенгольц К. Н.**—Геологический очерк Армении и прилегающих частей Малого Кавказа (на арм. яз.). Изд. АН Арм. ССР, 1947.
 73. **Паффенгольц К. Н.**—Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
 74. **Половинкина Ю. И., Иванова Т. Н.**—Разработка учения о магматических формациях — первоочередная задача петрографии. Докл. сов. геол. к XXI сессии МГК, пробл. 13. Изд. АН СССР, 1960.
 75. **Саркисян О. А.**—Палеоген (Севано-Ширакская синклинальная зона). Геология Армянской ССР (Стратиграфия), т. II. Изд. АН Арм. ССР, 1964.
 76. **Семенов А. И., Серпухов В. И.**—Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. Мат. ВСЕГИ, вып. 22, 1957.
 77. **Татевосян Т. Ш.**—К петрографии основных и ультраосновных пород Амасийского района Армянской ССР, Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2, 1950.
 78. **Татевосян Т. Ш.**—Интрузивная залежь габбро-диоритов Ширакского хребта. Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2, 1950.
 79. **Татевосян Т. Ш.**—Интрузивные породы Баргушатского хребта. Геология Арм. ССР, т. III. Изд. АН Арм. ССР, 1966.
 80. **Устиев Е. К.**—Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1963.
 81. **Хаин В. Е.**—Материалы по тектонической терминологии, 1961.
 82. **Херасков Н. П.**—Геологические формации (опыт определения). Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVII, № 5, 1952, стр. 50.
 83. Там же, стр. 51.
 84. **Шатский Н. С.**—Очерки геологии Волго-Уральской нефтеносной области и степных частей западного склона южного Урала. Материалы по геологии СССР, нов. сер., вып. 2 (6), 1945.
 85. **Ширинян К. Г.**—Вулканические туфы и туфолавы Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1961.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Основные принципы выделения магматических формаций	8
Схема формирования магматических формаций	20
Магматические формации Байкальского-Каледонского мегаэтапа	37
Базальт-андезитовая формация	40
Гипербазитовая и габбровая формации	41
Плагиигранитовая формация	43
Гранитогнейсовая формация	46
Магматические формации Герцинского мегаэтапа	50
Магматические формации Альпийского мегаэтапа	53
А. Магматические формации геосинклинального этапа	53
I. Раннегеосинклинальные магматические формации	53
Формации средне-предверхнеюрского цикла	53
Базальт-андезитовая формация	55
Плагиилипаритовая формация	58
Плагиигранитовая формация	61
Петрохимические особенности	64
Формации верхнеюрско-нижнемелового цикла	68
Базальт-андезитовая формация	69
Плагиилипаритовая (субвулканическая) формация	73
Плагиигранитовая формация	77
Габбро-диорит-плагиигранодиоритовая формация	82
II. Среднегеосинклинальные магматические формации	97
Базальт-андезитовая формация	98
Гипербазитовая и габбровая формация	102
Na—K липаритовая формация	108
Плагиигранитовая формация	110
III. Позднегеосинклинальные магматические формации	114
Базальт-андезитовая формация	114
Габбро-диоритовая формация	120
Липаритовая формация	121
Габбро-диорит-гранодиоритовая формация	124
Б. Магматические формации орогенного этапа	133
I. Раннеорогенные магматические формации	133
Андезитовая формация	135
Габбро-монцитит-гранодиоритовая формация	137
Трахит-фонолитовая формация	145
Щелочно-сиенитовая формация	148
Трахилипаритовая формация	155
Граносиенитовая формация	156
II. Среднеорогенные магматические формации	159
Трахилипаритовая формация	159
Гранитовая формация	162
Андезит-дацитовая формация	164
III. Позднеорогенные магматические формации	168
Базальт-андезит-дацитовая формация	169
Липаритовая формация	174
Базальт-андезитовая формация	177
Особенности разновозрастных магматических формаций	182
Список упоминаемой и цитируемой литературы	213

БАЛАСАНЯН
СЕРГЕЙ ИШХАНОВИЧ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ АРМЯНСКОЙ ССР

Представлена к изданию кафедрой минералогии и петрографии

Редактор издательства: С. В. Авакян
Художественный редактор: Н. А. Товмасян
Технический редактор: Ж. Х. Айрумян
Контр. корректор: А. А. Абрамян

ВФ 07855

Заказ 1277

Тираж 500

Сдано в набор 11/XI-74 г. Подписано к печати 14/X-75 г.
Бумага 60×90. Печ. лист. 13,62. Изд. лист. 13,4.
Цена 95 коп.

Типография Ереванского университета. ул. Абовяна, № 52.

Мегастапы	Этапы	Под-этапы	Тектоно-магматические циклы	Магматические формации	По петрогенным элементам	По числам Заварицкого	Отклонения от средних типов аналогичных пород
А л л а н с к и й	О р о г е н н ы й	Позднеорогенный	Верхнеплиоцено- вый-четвертич- ный	Базальт-андезитовая	Na—К-ая щелоч., норм. ряд, наиб. сод. Na ₂ O Резко повыш.—SiO ₂ , K ₂ O, сред. Al ₂ O ₃ , наим. сод. CaO, (Fe ₂ O ₃ + FeO)	Наиб. вел. а, s повш-м' Пониж. вел. п, с, b (резко), f'	Пов. сод. K ₂ O, (Na ₂ O + K ₂ O), отчасти SiO ₂ , Al ₂ O ₃ Пониж. сод. CaO, (Fe ₂ O ₃ + FeO), MgO
				Липаритовая	К—N-ая, щелоч., пересыщ. Al ₂ O ₃ Резко повыш. сод. SiO ₂ , Na ₂ O, K ₂ O, сред.—Al ₂ O ₃ Резко пониж. сод. MgO, CaO, наим.—(Fe ₂ O ₃ + + FeO)	Наиб. вел. s, пов.—а (резко), f' сред.—с Пониж. вел. п, а', m' наим.—b	Пов. сод. SiO ₂ , (Na ₂ O + K ₂ O) Пониж. сод. Al ₂ O ₃ , MgO, CaO, (Fe ₂ O ₃ + FeO)
				Базальт-андезит- дацитовая	Na—К-ая щелоч., норм. ряд, наиб. сод. SiO ₂ , пов.—K ₂ O (резко), CaO, сред. сод. Na ₂ O, Al ₂ O ₃ , наим.—(Fe ₂ O ₃ + FeO)	Пов. вел. b, m', резко а, s Пониж. вел. п, b Наим. вел.—с, f'	Пов. сод. K ₂ O, (Na ₂ O + K ₂ O) Незнач. SiO ₂ Пониж. сод. часто (Fe ₂ O ₃ + FeO)
		Среднеорогенный	Верхнемио- цен-предверхне- плиоценовый	Андезит-дацитовая	Na—К-ая щелочность, норм. ряд, Пов. сод.—SiO ₂ , резко K ₂ O, (Na ₂ O + K ₂ O) Пониж. сод. Al ₂ O ₃ , CaO резко (Fe ₂ O ₃ + FeO), MgO	Наиб. вел. s, f', пов.—а Пониж. вел. с, m' Наим. вел. b, п, с'	Пов. сод. K ₂ O, SiO ₂ , Fe ₂ O ₃ Пониж. сод. Al ₂ O ₃ , MgO
				Гранитовая	К-ая щелоч., норм. ряд. Наиб. сод. MgO, резко пов.—K ₂ O, CaO. Пов. сод. Al ₂ O ₃ , пониж.—SiO ₂	Наиб. вел. с, резко пов. а, b Резко пониж. вел. п, Наим. вел. s	Пов. сод. Al ₂ O ₃ , MgO Пониж. сод. SiO ₂
			Среднеолиго- ценовый пред- верх немиоценовый	Трахилпаритовая	К—Na-ая щелоч., пересыщ. Al ₂ O ₃ Наиб. сод. (Na ₂ O + K ₂ O), Al ₂ O ₃ , CaO, резко пов.—Na ₂ O, K ₂ O Пов. сод. (Fe ₂ O ₃ + FeO), сред. MgO, наим.—SiO ₂	Наиб. вел. а, с, пов.—m' Сред. вел. b, f' Пониж. вел. п, а', наим.—s	Пов. сод. (Na ₂ O + K ₂ O) Пониж. сод. SiO ₂
		Раннеорогенный	Верхнеэоценовый-ниж- неэоценовый неолитоценовый	Граносиенитовая	К-ая щелоч., норм. ряд, наиб. сод. K ₂ O, Al ₂ O ₃ , CaO, резко пов. (Na ₂ O + K ₂ O), пов. сод. MgO, наим.—SiO ₂	Наиб. вел. а, пов.—с (резко), Пониж. вел. b, резко s, п	Пов. сод. K ₂ O, (Na ₂ O + K ₂ O)
				Трахилпаритовая	К—Na-ая щелоч., пересыщ. Al ₂ O ₃ , наиб. сод. K ₂ O, пов. Al ₂ O ₃ , (Fe ₂ O ₃ + FeO) резко (Na ₂ O + + K ₂ O), сред. сод. SiO ₂ , CaO, MgO, пониж.— Na ₂ O	Пов. вел. а, b, сред. вел. с, s, а', f', m', наим. вел. п	Пов. сод. K ₂ O, (Na ₂ O + K ₂ O) Пониж. сод. SiO ₂
				Щелочно-сиенитовая	К-ая, либо Na—К-ая щелоч., пересыщ. Al ₂ O ₃	—	—
				Трахит-фонолитовая	К-ая или К—Na-ая щелоч.	—	Пов. сод. Al ₂ O ₃ , CaO
				Габбро-монзонит-гра- нодиоритовая	К-ая или К—Na-ая щелоч. норм. ряд. Пов. сод. K ₂ O, резко (Na ₂ O + K ₂ O), часто (Fe ₂ O ₃ + FeO), MgO, CaO. Пониж. сод. SiO	Пов. вел. а (резко), часто b. Пониж. вел. s, п	Пов. сод. (Na ₂ O + K ₂ O) Пониж. сод. SiO ₂
				Андезитовая	Na—К-ая щелоч. норм. ряд, Пов. сод. K ₂ O, (Na ₂ O + K ₂ O), Al ₂ O ₃ , CaO Сред. сод. SiO ₂ , пониж.—(Fe ₂ O ₃ + FeO), MgO	Пов. вел. а, с, s, f', с' Пониж. вел. b, п, m'	Пов. сод. K ₂ O Пониж. сод. SiO ₂ , MgO
	Позднегеосинклинальный	Нижнеэоценовый- предверхнеэоценовый		Габбро-диорит-грано- диоритовая	К-ая или К—Na-ая щелоч., норм. ряд. Пов. сод. K ₂ O, [Na ₂ O + K ₂ O], часто [Fe ₂ O ₃ + + FeO], MgO, CaO. Пониж. сод. SiO ₂ , Na ₂ O	Пов. вел.—а, часто b, Пониж. вел. s, п	Пов. сод. K ₂ O, MgO, (Fe ₂ O ₃ + FeO) Пониж. сод. SiO ₂
				Липаритовая	К—Na-ая щелоч., пересыщ. Al ₂ O ₃ , Наиб. сод. SiO ₂ , пов.—(Na ₂ O + K ₂ O) пониж. Na ₂ O Сред. сод. K ₂ O, Al ₂ O ₃ (Fe ₂ O ₃ + FeO), наим.—MgO, CaO	Наиб. вел. а', резко пов. b, s, Сред. вел. а, пониж.—п, Наим. вел. с, f', m'	Пов. сод. SiO ₂ Пониж. сод. MgO, CaO, незначительно (Na ₂ O + K ₂ O)
				Габбро-диоритовая	—	—	Пов. сод. Al ₂ O ₃ Пониж. сод. SiO ₂
				Базальт-андезитовая	Na—К-ая щелоч., норм. ряд, наиб. сод. K ₂ O пов.—(Fe ₂ O ₃ + FeO), CaO, резко Al ₂ O ₃ Сред. сод. SiO ₂ , пониж.—MgO	Наиб. вел. f', сред. с, m', Пов. вел. s, резко а Наим. вел. b, п	Повыш. сод. K ₂ O, Al ₂ O ₃ Пониж. сод. TiO ₂ , часто Na ₂ O, MgO
	Среднегеосинклинальный	Верхнемеловой-пале- оценовый	Плагиогранитовая	Наиболее резкая Na-ая щелоч., пересыщ. Al ₂ O ₃ Пов. сод. SiO ₂ , Na ₂ O (резко), ср.—Al ₂ O ₃ , CaO Пониж. сод. MgO, наим. K ₂ O	Наиб. вел. п, Резко пов. вел. s Резко пониж. вел. а	Пов. сод. SiO ₂ , Na ₂ O Пониж. сод. K ₂ O, (Na ₂ O + K ₂ O)	
			Na—К липаритовая	Na—К-ая щелоч. (?), пересыщ. Al ₂ O ₃ Пов. сод. Na ₂ O (резко), Al ₂ O ₃ , MgO (резко) Сред. сод. SiO ₂ , (Fe ₂ O ₃ + FeO), пониж.—K ₂ O	Наиб. вел. m', пов.—с, m, f' Сред. вел. b, s Пониж. вел. а, а'	Пов. сод. Na ₂ O, Пониж. сод. K ₂ O, SiO ₂	
			Габбровая	Пов. сод. MgO, CaO Пониж. сод. SiO ₂ , резко (Na ₂ O + K ₂ O)	Пов. вел. с, b Пониж. вел. s, резко а	Пов. сод. Al ₂ O ₃ , CaO Пониж. сод. SiO ₂ , (Na ₂ O + K ₂ O), TiO ₂ , MgO, (Fe ₂ O ₃ + FeO)	
			Гипербазитовая	—	—	Пов. сод. MgO (часто), Обычно пониж.—SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , (Na ₂ O + K ₂ O), CaO, (Fe ₂ O ₃ + FeO)	
			Базальт-андезитовая	Na-ая щелоч., норм. ряд. Наиб. сод. CaO, пониж.—K ₂ O Пов. сод. SiO ₂ , Al ₂ O ₃ , (Fe ₂ O ₃ + FeO), MgO, Na ₂ O	Пов. вел. b (резко), п, f', m' Сред. вел. с, s Пониж. вел. а	Пов. сод. Al ₂ O ₃ (часто) Пониж. сод. SiO ₂ , часто K ₂ O, (Na ₂ O + K ₂ O)	
		Раннегеосинклинальный	Верхнеюрско-ниж- немеловой	Габбро-диорит-пла- гиогранодиоритовая	Na-ая щелоч. пересыщ. Al ₂ O ₃ . Пов. сод. SiO ₂ (нередко наиб.), резко Na ₂ O, Al ₂ O ₃ Пониж. K ₂ O, обычно CaO, MgO, (Fe ₂ O ₃ + FeO)	Пов. вел. s (часто наиб.) Резко п Пониж. вел. с, b, m'	Пов. сод. SiO ₂ , Na ₂ O Пониж. сод. K ₂ O, (Na ₂ O + K ₂ O) часто CaO, MgO, (Fe ₂ O ₃ + FeO)
				Плагиогранитовая	Резкая Na-ая щелоч., пересыщ. Al ₂ O ₃ Пов. сод. Al ₂ O ₃ , сред.—SiO ₂ , CaO Резко пониж. сод. K ₂ O	Наиб. вел. b, пов. s, п (резко) Сред. вел. с, Наим. вел. а	Пов. сод. SiO ₂ , Na ₂ O, отчасти MgO (Fe ₂ O ₃ + FeO) Пониж. сод. K ₂ O, (Na ₂ O + K ₂ O)
				Плагиолипаритовая (субвулканическая)	Отчетливая Na-ая щелоч., пересыщ. Al ₂ O ₃ , наиб. сод. Na ₂ O, пов.—CaO, резко SiO ₂ , Сред. сод. Al ₂ O ₃ , MgO резко пониж.—(Na ₂ O + K ₂ O) резко K ₂ O	Наиб. вел. b, пов. s, п (резко), а' Сред. вел. с, m', f' Пониж. вел. а	Пов. сод. SiO ₂ , Na ₂ O Пониж. сод. K ₂ O, (Na ₂ O + K ₂ O)
				Базальт-андезитовая	Резкая Na-ая щелоч., норм. ряд. Наиб. сод. (Fe ₂ O ₃ + FeO), пов.—Na ₂ O; резко MgO, CaO Пониж. сод. K ₂ O (резко), наим.—SiO ₂ , Al ₂ O ₃	Резко пониж. вел. m, f', сред. m', пониж. а (резко), с Наим. вел. s	Пов. сод. Na ₂ O, часто (Fe ₂ O ₃ + FeO) Пониж. сод. SiO ₂ , K ₂ O, (Na ₂ O + K ₂ O)
			Средне-пред- верхнеюрский	Плагиогранитовая	Резкая Na-ая щелоч., пересыщ. Al ₂ O ₃ Пов. сод. SiO ₂ , сред. CaO, Al ₂ O ₃ Пониж. сод. K ₂ O, MgO (резко)	Резко пов. вел. s, п Сред. вел. с, b Резко пониж. вел. а	Пов. сод. SiO ₂ Пониж. сод. K ₂ O, (Na ₂ O + K ₂ O)
				Плагиолипаритовая	Наиболее резко Na-ая щелоч., пересыщ. Al ₂ O ₃ Наиб. сод. (Fe ₂ O ₃ + FeO), MgO, наим. K ₂ O (Na ₂ O + K ₂ O), Al ₂ O ₃ Пов. сод. SiO ₂ , резко Na ₂ O, CaO	Наиб. вел. п, f' Пов. вел. с, b (резко), s, m' Наим. вел.—а, а'	Пов. сод.—SiO ₂ , Пониж. сод. K ₂ O, (Na ₂ O + K ₂ O)
	Байкало-Камедонский (?)	Геосинклинальный		Базальт-андезитовая	—	—	—
				Гранитогайсовая	Na—К-ая щелоч., пересыщ. Al ₂ O ₃ Пов. сод. SiO ₂ , сред.—K ₂ O, Al ₂ O ₃ , MgO Пониж. сод. CaO	Пов. вел. b Сред. вел. с, п Резко пониж. вел. а	Пов. сод. SiO ₂ , Al ₂ O ₃ Пониж. сод. K ₂ O (Na ₂ O, + K ₂ O)
Плагиогранитовая				Резкая Na-ая щелоч., пересыщ. Al ₂ O ₃ , Пов. сод. Na ₂ O (резко), Al ₂ O ₃ , MgO, CaO Сред. сод. SiO ₂ , пониж.—K ₂ O	Пов. вел. с, резко, b, п Сред. вел. s, а	Пов. сод. SiO ₂ , Na ₂ O, Al ₂ O ₃ Пониж. сод. K ₂ O, (Na ₂ O + K ₂ O)	
Гипербазитовая и габбровая	Na-ая щелоч., норм. ряд, пов. сод. SiO ₂ , TiO ₂ , Na ₂ O (резко), K ₂ O, (Fe ₂ O ₃ + FeO) Пониж. сод. Al ₂ O ₃ , MgO, CaO			Пов. вел. а, s, п, f', с' Пониж. вел. с, b, m'	Пов. сод. Na ₂ O, SiO ₂ Пониж. сод. MgO, CaO		
			Базальт-андезитовая	Na-ая щелоч., пересыщ. Al ₂ O ₃ , наиб. сод. Al ₂ O ₃ , пов.—(Fe ₂ O ₃ + FeO), CaO, MgO (резко) Наим. сод. Na ₂ O, пониж.—SiO ₂ (резко), K ₂ O	Наиб. вел. с, m' Повыш. вел. п, f' Пониж. вел. а, s (резко)	Пов. сод. Al ₂ O ₃ , MgO, CaO, (Fe ₂ O ₃ + FeO)	

Мегастапы	Этапы	Под-этапы	Тектономагматические циклы	Магматические формации	Поведение микроэлементов при сравнении с кларками			Поведение микроэлементов при сравнении пород одноклассных формаций
					Главные	Обычные	Второстепенные	
Исторический	Орогенный	Позднеорогенный	Верхнеплиоценовый -четвертичный	Базальт-андезитовая	Mo, Pb, Sn, Ga	—	Cr, Ti, V, Ni, Co, Cu, Zn, Zr	Наиб. сод. Mo, Pb, Пов. сод. Cr (резко), Ni, Co, Cu, Zn, Sn, резко Ga, Zr, сред.—Ti, V
				Липаритовая	Ga (резко), Sn, Mo	—	Cu, Zn, Pb, Zr, V, Ti (Ni, Co, Cr)	
				Базальт-андезит-дацитовая	Mo, Pb, Sn, Ga		Cr, Ti, V, Ni, Co, Cu, Zn, Zr	Наиб. сод. Cr, Ni, Zn, Sn, Ga Пов. сод. Co (резко), Mo, Cu, Pb (резко), Zr Сред. сод. Ti, V
		Среднеорогенный	Верхнемиоцен. пред-верх. плиоцен. Среднеолигоцен.-пред-верхнемиоценовый	Андезит-дацитовая	Mo, Sn	Cu, Ga	Cr, Ti, V, Ni, Co, Zn, Pb, Zr	Наиб. сод. Zr, пов. Ni, Pb, Mo (резко), Sn Сред. сод. Cr, Ti, Co, Zn, Ga Пониж. сод. V
				Гранитовая				
				Трахилипаритовая				
		Раннеорогенный	Верхнеоценовый-нижнеолигоценовый	Граносиенитовая	Ag, Cu, V	Ti, Zn, Pb	Cr, Ni, Co, Mo, Ge, Ga, Zr единич. Bi (Sn, Sb, In, Cd, Nb, Be)	Пов. сод. Ni, Co, Ag, Ga, резко Pb Сред. сод. Cr, V, Cu, Zn, Zr Пониж. сод. Ti, Mo, наим. Ga
				Трахилипаритовая				
				Щелочно-сиенитовая	Be, Ga	—	Zr, Nb	
				Трахит-фонолитовая	Be	—	Ga, Zr, Nb	
				Габбро-монзонит-гранодиоритовая	Mo, Cu, Ag, часто Zn	Pb	Ti, Ni, часто V, Co, Ga, единич. проб. Sb, Cd (Bi, Ge, In, Be)	Наиб. сод. Mo, Sn, пов.—Cu, Pb, Zn, Ni Сред. сод. V, Co Наим. сод. Ti, Zn
				Андезитовая				
	Геохронный	Позднегеосинклинальный	Нижнеоценовый-пред-верхнеоценовый	Габбро-диорит-гранодиоритовая	часто Ag, Cu, V	Mo	Cr, Ti, Ni, Co, часто Ga, Zr, Sn, единич. проб. Ge, Be, Bi (Sb, In, Nb)	Наиб. сод. Ti, Co, Cu, Pb, пов. V, Sn Сред. сод. Ni, Mo, Zn
				Липаритовая	Cu	Ti, Mo	V, Ni, Co, Zn, Pb, Ga, Zr (Cr, Sn)	Наиб. сод. Ti, V, Co, Cu, Pb, Zr Сред. сод. Ni, Zn Пониж. сод. Mo, наим. Ga
				Габбро-диоритовая				
				Базальт-андезитовая		Mo, Cu, Ga	Ti, V, Ni (резко), Co, Zn, Pb, Zr, (Cr, Sn)	Наиб. сод. V, Co, Cu Пов. сод. Zn (резко) Сред. сод. Ti, Ni, Mo, Pb, Ga, Zr
		Среднегеосинклинальный	Верхнемеловой-палеоценовый	Плагиигранитовая		Mo, Cu, Ga	Cr, Ti, V, Ni, Co, Zn, Pb, Zr (Sn, Ag)	Наиб. сод. Ga, Zr, сред. Ni, Co Пон. сод. Cr, Cu, резко Ti, Mo Наим. сод. V, Zn, Pb
				Na-K липаритовая				
				Габбровая	Pb	Cr, Ni, Mo	Ti, V, Co, Cu, Zn, Ga	Пов. сод. Co, Pb Пониж. сод. Cr, Ti, Zn, Ga, отсутствие Sn, Zr
				Гипербазитовая	Mo, Sn	Cr, Ni, Cu	Ti, V, Co, Zn (Pb, Ga, Zr)	
				Базальт-андезитовая				
		Раннегеосинклинальный	Верхнеюрско-нижнемеловой	Габбро-диорит-плагиигранодиоритовая	V, Ag, Cu, Zn	Ti [Mo, Co, Ni]	Cr, Sn, Pb, Ge, Ga, Zr, Nb, (Bi, Sb, In, Be)	Наиб. сод. Ni, пов.—V, Co, Ag, Zn, Pb Сред. сод. Ti, Mo, Cu, Ge, Ga, Zr Пониж. сод. Cr, Sn
				Плагиигранитовая	Ti, V, Ag, Cu, Cd	Cr, Ni, Zn	Co, Mo, Sn, Pb, Ga, Zr, Ge, Nb	Наиб. сод. Ti, V, пов.—Cr, Co, Cu, Ga Сред. сод. Ag, Zn, Pb Пониж. сод. Ni, Mo, Sn, Ge, наим.—Zr
				Плагиилипаритовая (субвулканическая)	Ag, Cd	Mo, Cu, Ga	Cr, Ti, V, Ni, Co, Sn, Cu, Pb, Zn, Zr, Ge, Nb, (Bi, Sb, In, Be)	Наиб. сод. Cr, Ni, Mo Сред. сод. Ti, V, Co, Cu, Pb, Ga Наим. сод. Zn, Zr
				Базальт-андезитовая		Mo	Cr, Ti, V, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Ga, Zr, (Sn)	Пов. сод. Ti, сред. Co, Cu Пониж. сод. V, Mo (резко), Zn, Pb Наим. сод. Cr, Ni, Ga, Zr
			Средне-предверхнеюрский	Плагиигранитовая	Ti, V, Ag, Cd, Mo		Cr, Ni, Sn, Cu, Pb, Ge, Ga, Zr, часто Zn, Co (Sb, In, Be)	Наиб. сод. Ag, резко пов.—Ti, Co Сред. сод. V, Ni, Zn, Pb, Ge, Ga, Zr Пониж. сод. Mo (резко) Sn, Cu, наим.—Cr
				Плагиилипаритовая	Zn, часто Ga	Mo	Cr, Ti, V, Ni, Co, Cu, Zr часто Zn (Pb)	Наиб. сод. Zn, Ga Сред. сод. Cr, Zr, пониж.—Mo Наим. сод. Ti, V, Ni, Co, Cu
				Базальт-андезитовая		Mo, Ga	Cr, Ti, V, Ni, Co, Cu, Zn, Zr, (Pb)	Наиб. сод. Ti, пов.—Cr, сред.—Zr Пониж. сод. Ni, Ga Наим. сод. V, Co, Mo, Cu, Zn, Pb
				Базальт-андезитовая				
Байкальско-Каледонский (?)	Герцинский	—	—	Гранитогайская	Cr, Ti, V, Ni, Co, Sn, Ag, Cu		Mo, Zn, Pb, Ga, Ge, Zr, Nb, Be, Cd, (Bi, Sb, Be)	Наиб. сод. Co, Sn, Ge Пов. сод. Cr, Ni, Ti, Cu, Pb, Ag, Ga, Zr Сред. сод. Ti, V, пониж. Zn, наим. Mo
		—	—	Плагиигранитовая	Cr, Ti, V, Ni, Ag, Mo, Cd	Co, Ga	Sn, Cu, Zn, Pb, Ge, Zr, Nb, (Bi, Sb, In, Be)	Наиб. сод. Cr, Ni, Mo Пов. сод. Ti, Zr, резко Co, Ge, Ga Сред. сод. Pb, пониж. Ag, Zn, наим. Sn, Cu
		—	—	(Гипербазитовая и) габбровая	Cu, Ga, Cr, Sn	Mo	Ni, Co, Zn, V, Ti, Pb, Zr	Пов. сод. Cr, Ti, Zn, Ga Пониж. сод. Co, Pb Присутствие Sn, Zr
		—	—	Базальт-андезитовая				

100 30
ЦЕНА 95 КОП.

5624