

С. И. Баласанян

ИНТРУЗИВНЫЙ
МАГМАТИЗМ
СОМХЕТО-КАФАНСКОЙ
З О Н Ы

Ереван

С. И. БАЛАСАНИЯН

1) 552.312

2) Врмис

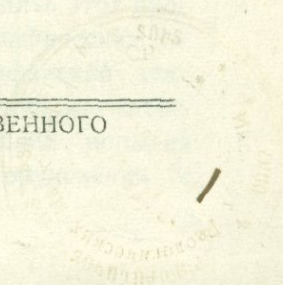
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ СОМХЕТО-КАФАНСКОЙ ЗОНЫ

(МАЛЫЙ КАВКАЗ)



ИЗДАТЕЛЬСТВО ЕРЕВАНСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО
УНИВЕРСИТЕТА
ЕРЕВАН — 1963

14413 17067



ОТ ИЗДАТЕЛЬСТВА

Работа представляет собой изложение вопросов геологии, петрографии, геохимии и металлогении интрузивных пород Сомхето-Кафанской зоны — одной из крупных тектонических единиц Малого Кавказа. Значительное место отведено выяснению отличительных особенностей интрузивов Сомхето-Кафанской и Армянской зон Молого Кавказа. В ней рассматривается также проблема происхождения гранитоидов на примере Армении.

Работа предназначена для широкого круга геологов.

Печатается
по постановлению
Редакционно-издательского совета
Ереванского государственного университета.

ВВЕДЕНИЕ

Малый Кавказ делится на две крупные тектонические зоны — Сомхето-Кафанскую и Армянскую, отличающиеся друг от друга по истории геологического развития и металлогении. Анализ имеющегося огромного фактического материала показывает, что каждая из этих тектонических единиц характеризуется и определенными магматическими комплексами со своеобразными петрохимическими, минералогическими и геохимическими признаками, а также особенностями проявления магматических явлений.

Гранитоидные интрузивы располагаются примерно в осевых частях обеих тектонических зон, образуя в них выгнутую к северо-востоку прерывистую дугообразную полосу северозападного направления. Офиолитовый пояс Малого Кавказа приурочивается к глубинному разлому, проходящему по контактовой полосе отмеченных двух тектонических единиц.

Геология и металлогения Сомхето-Кафанской тектонической зоны детально освещены в работах многих исследователей. Однако изучения интрузивов армянской части зоны в целом оставались неполными и нуждающимися в серьезных дополнениях. Особенно слабо были изучены гранитоиды Шамшадинского и Кафанского районов. Достаточно отметить, что специальных петрографических исследований в армянской части зоны почти не проводилось, и в большинстве работ предыдущих геологов описание интрузивов давалось в общих чертах.

Предлагаемая работа имеет целью восполнить этот пробел. В ней впервые приведена полная петрографическая характеристика интрузивных пород Сомхето-Кафанской тектонической зоны, освещены особенности развития магматизма в связи с ее геологической историей и сделана попытка установить генетическую связь эндогенного оруденения с

магматическими образованиями. Для районов развития гранитоидов автором составлены геолого-петрографические карты с детальным расчленением интрузивных и контактово измененных пород.

Полевым изучением подвергались все мелкие и крупные интрузивы, их экзо- и эндоконтактовые полосы, вмещающие эффузивы и жильный комплекс. При геологической съемке встречены некоторые новые выходы интрузивных пород различного петрографического состава.

Автором получен ряд новых данных, позволяющих обосновать мезозойский возраст гранитоидов Сомхето-Кафанской зоны, выделить разновозрастные интрузивные комплексы и наметить схему их формирования.

На основании изучения акцессорных минералов многочисленных искусственных шлихов и большого количества спектральных анализов в общих чертах выявлены геохимические особенности гранитоидов, жильных и контактовоизмененных образований.

Для цельного представления об интрузивном магматизме области нами использован богатый материал азербайджанских геологов.

Исследования в Сомхето-Кафанской зоне проводились в течение длительного периода, начиная от 1954 до 1962 года, причем в период 1954—56 гг. исследования были проведены совместно с ИГН АН Арм. ССР, а в течение 1956—59 гг. совместно с Управлением геологии и охраны недр при СМ Арм. ССР. Камеральная обработка собранного материала проведена автором на кафедре минералогии и петрографии геологического факультета Ереванского университета.

В работе использованы результаты многолетних исследований автора в области петрохимии магматических пород Армении и сопредельных частей Малого Кавказа.

На основании анализа добытого и имеющегося большого фактического материала вскрыты различия в минералогических, петрохимических и геохимических особенностях интрузивных пород Сомхето-Кафанской и Армянской тектонических зон Малого Кавказа.

В работе рассмотрен также вопрос происхождения гра-

нитондов и других изверженных пород (на примере Армении).

Необходимо отметить, что трактовка некоторых положений петрогенезиса, выдвинутых в наших ранних опубликованных и рукописных работах, отчасти изменена в связи с проработкой большого фактического материала по магматизму двух главных тектонических зон Малого Кавказа.

Автор надеется, что его труд¹ будет способствовать пониманию закономерностей проявления магматизма Армении и проведению дальнейших более детальных геолого-петрографических и геохимических исследований. По нашему мнению, он поможет также разрешению ряда важных вопросов металлогении, ибо велика роль петрографических исследований магматических пород в познании процессов эндогенного рудообразования.

Автор считает своим долгом выразить искреннюю благодарность профессору Е. А. Кузнецову, академикам АН Арм. ССР К. Н. Паффенгольцу, И. Г. Магакьяну, С. С. Мкртчяну, члену-корреспонденту АН Арм. ССР А. А. Габриеляну и профессору А. Т. Асланяну, взявшим на себя большой труд просмотреть работу и сделать по ней ряд ценных замечаний.

С чувством большой признательности автор вспоминает также консультации и советы члена-корреспондента АН Арм. ССР Л. А. Варданянца.

¹ Предлагаемая работа была защищена в качестве докторской диссертации. Вследствие ограниченности объема, при подготовке к печати она была значительно сокращена.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

КРАТКИЙ ОБЗОР ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ СОМХЕТО-КАФАНСКОЙ ЗОНЫ

Первые сведения о геологии зоны находятся в работах академика Г. В. Абиха, который установил наличие мезозойских образований и дал краткое геологическое описание некоторых групп месторождений.

Ф. Ф. Освальд, прослеживая историю тектонического развития Армянского нагорья, также охарактеризовал эту область.

Начиная с 1887 г. до Октябрьской революции, французская акционерная компания вела поисковые работы и разработку на некоторых месторождениях зоны.

В дореволюционный период интересные исследования проведены Н. Лебедевым, Н. А. Морозовым и О. Т. Карапетяном. Особенно следует отметить работы Н. А. Морозова, осветившего петрохимические особенности рудомещающих пород Алавердского месторождения, и О. Т. Карапетяна, детально описавшего геологию Шамлугского месторождения.

В геологических работах дореволюционного периода по магматическим породам зоны приводятся весьма скудные данные, которые в настоящее время устарели и могут представлять только исторический интерес.

Систематические и углубленные исследования начались после установления Советской власти на Кавказе и приобрели огромный размах за последние 15—20 лет. За это время геология того или иного участка зоны освещается в трудах В. Г. Грушевого, П. С. Саакяна, Н. Г. Кристина, А. Л. Додина, К. Н. Паффенгольца, А. Н. Соловкина, В. Н. Котляра, И. Н. Ситковского, А. С. Гинзберга, И. А. Преображенского, Е. С. Федорова, В. Е. Хаина, Л. Н. Леонтьева, В. П. Рейгар-

тена, В. В. Тихомирова, Г. Д. Ажгирей, Н. Я. Монахова, И. Г. Магакьяна, И. Г. Кузнецова, Ш. А. Азизбекова, М. М. Бархатова, М. В. Гзовского, О. С. Степаняна, А. Т. Асланяна, А. И. Джанелидзе, М. М. Рубинштейна, А. А. Габриеляна, В. В. Белоусова, С. С. Мкртчяна, П. Ф. Сопко; М. А. Кашкай, Р. Н. Абдуллаева, Р. И. Милосердова, Е. Е. Захарова, С. А. Юшко, П. Д. Гамкрелидзе, Г. С. Дзоценидзе, Г. М. Заридзе, Б. С. Вартапетяна, А. Е. Кочаряна, Э. Ш. Шихалибейли, С. М. Сулейманова, Э. А. Хачатуряна, Г. О. Пиджяна, П. Ф. Киласония, А. А. Атабекяна, Г. О. Григоряна, Г. А. Казаряна, Н. Р. Азаряна, В. Т. Акопяна, М. А. Сатиана, автора и многих других.

С 1925 г. после восстановления рудников Алавердского района, в течение более десяти лет В. Г. Грушевым проведен ряд геологических работ важного значения. Он составил геологическую карту Алавердского района, описал его геологическое строение и осветил особенности распределения оруденения. Он впервые обобщил геологические данные по интрузивам Южной и Северной Армении и дал краткую петрографическую характеристику гранитоидов Алавердского района и Цавского массива.

В 1933 г. А. Л. Додиним выполнена региональная съемка Шамлугско-Садахлинского района с целью выяснения схемы его тектоники и металлогенической роли интрузивов в процессах оруденения. Он приводил общую петрографическую характеристику магматических пород с данными некоторых химических анализов.

Труды К. Н. Паффенгольца, В. Е. Хаина, Л. Н. Леонтьева, В. П. Ренгартена, В. В. Тихомирова, И. Г. Кузнецова, А. И. Джанелидзе, М. М. Рубинштейна и др. посвящены в основном изучению геологического строения Малого Кавказа. Н. Я. Монахов, М. В. Гзовский, Е. Е. Захаров, Г. Д. Ажгирей, Э. А. Хачатурян, П. Ф. Сопко и др. занимались главным образом изучением рудоносности Алавердского района. Последним автором детально исследован также жильный комплекс отмеченного района.

В интересных работах А. Т. Асланяна обстоятельно разработано стратиграфическое расчленение мезозойских отложений зоны и освещены основные черты ее тектоники. Он

впервые совершенно правильно обосновал мезозойский возраст большинства интрузивных пород Армянской части Сомхето-Кафанской зоны.

Ценными являются труды И. Г. Магакьяна, С. С. Мкртчяна, Б. С. Вартапетяна и др., сыгравшие большую роль для правильного направления поисково-разведочных работ. И. Г. Магакян впервые уточнил генетическую связь месторождений с металлоносными очагами, установил соотношения между рудами различных формаций и осветил основные черты металлогении Армении.

О. С. Степанян, в течение ряда лет занимавшийся геологией медных месторождений Северной Армении, дал петрографическое описание интрузивных пород Алавердского района, распространенных преимущественно на участках месторождений.

В обстоятельных работах А. А. Габриеляна по-новому истолкована проблема тектонического строения и истории структурной эволюции двух главных зон Малого Кавказа, а также рассмотрен вопрос взаимосвязи интрузивного магматизма и тектоники.

Среди детальных петрографических работ советского периода заслуживают внимания труды А. Н. Соловкина, Ш. А. Азизбекова, М. А. Кашкая, И. Н. Ситковского, Р. Н. Абдуллаева и др., посвященные магматическим образованиям, главным образом, Азербайджанской части Сомхето-Кафанской зоны.

В деле детального изучения геологического строения и металлогении зоны ценные работы проделаны геологами АрмГУ. Среди них заслуживают упоминания работы А. Г. Мидяна, П. Б. Бартикяна, С. В. Казаряна, Г. Т. Тер-Месропьяна и др.

Начиная с 1954 г. Г. А. Казаряном проведены детальные исследования по изучению жильного комплекса Алавердского рудного района.

С 1954 г. по 1962 г. автором произведены систематические геолого-петрографические работы с целью более детального петрологического изучения интрузивных пород Сомхето-Кафанской зоны.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОМХЕТО-КАФАНСКОЙ ЗОНЫ

Сомхето-Кафанская зона охватывает северо-восточные склоны Малого Кавказа и протягивается в северо-западном направлении (фиг. 1). В литературе она именуется также Сомхето-Гянджинской, Сомхето-Карабахской, Алаверди-Кафанской и Алавердской.

Зона характеризуется более или менее однородным строением и пологой складчатостью. Субстрат ее представлен метаморфическими сланцами эопалеозоя, а покровный комплекс — вулканогенными и реже осадочными образованиями юры, верхнего мела, частично палеогена и неогена суммарной мощностью порядка 8 км.

В северо-западной части зоны выделяется ряд субпараллельно расположенных и кулисообразно причленяющихся друг к другу пологих антиклинорий и синклинорий антикавказского простирания, которые при приближении к границам соседних тектонических зон круто поворачиваются приобретая общекавказское простирание. Эти антикавказские складки несогласно перекрываются среднеэоценовыми отложениями на юго-западе зоны и молодым мощным осадочным комплексом Куринской депрессии — на северо-востоке.

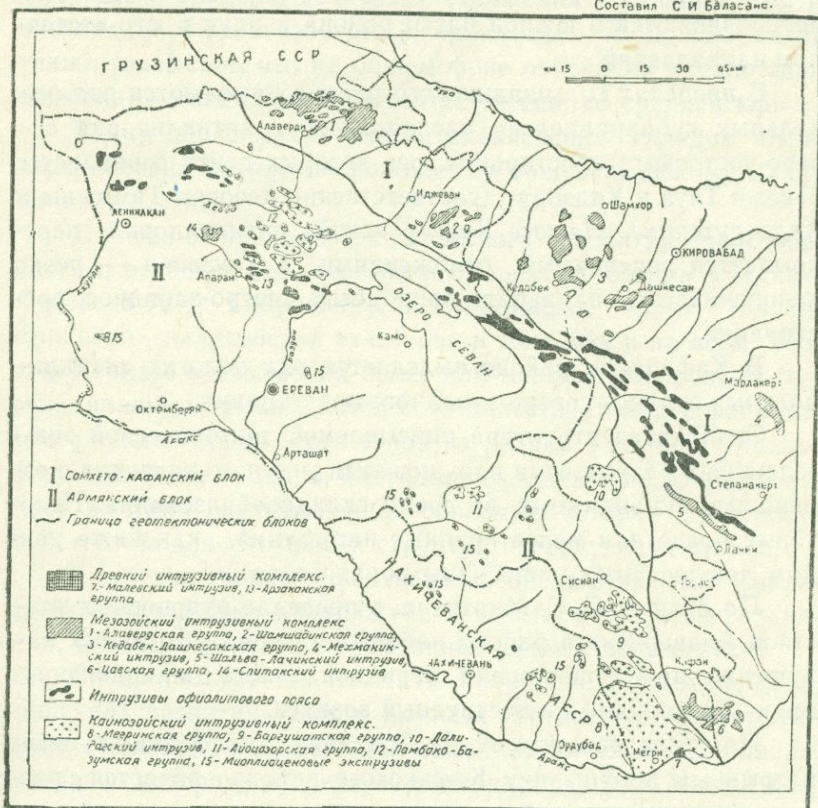
В юго-восточной части также отмечается ряд субпараллельно расположенных пологих антиклинорий и синклинорий, имеющих, в отличие от первых, общекавказское простирание.

По данным А. А. Габриеляна, в направлении с юго-востока к северо-западу наблюдается общее воздымание шарниров крупных антиклинальных структур. В том же направлении вытянутость последних уменьшается, и потому они становятся куполовидными.

В Армянской части Сомхето-Кафанской зоны в более крупном масштабе выделяются Алавердский, Шамшадинский и Кафанский антиклинории, к которым приурочены выходы интрузивов. Первые два антиклинория располагаются на северо-западе и отделяются друг от друга Иджеванским синклинорием. Кафанский антиклинорий находится на юго-

СХЕМА РАСПРОСТРАНЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД АРМЯНСКОЙ ССР И СМЕЖНЫХ РАЙОНОВ МАЛОГО КAVКАЗА

Составил С. И. Баласан.



Фиг. 1

востоке и отделяется от северо-западной части зоны Севано-Акернским синклиналильным прогибом.

Согласно А. Т. Асланяну, в западной части Алавердского района протягивается Лалварский пологий дугообразный синклинорий, сложенный средне-верхнеюрскими и эоценовыми отложениями. По правобережью р. Дебед проходит Чатындагский антиклинорий, который граничит с Лалварским синклинорием через второстепенные антиклинальные и синклиналильные складки меридионального простирания. Парал-

тельно Четындагскому антиклинорию располагается Кечалдагский антиклинорий, отделенный от первого Маралдагской синклиналию. Все эти локальные антикавказские структуры поворачиваются в южной части района и идут в юго-восточном направлении.

В пределах Шамшадинского района намечаются два локальных субпараллельно расположенных антиклинория северо-восточного простирания, ось которых почти совпадает с реками Тауз и Хндзорут (соответственно назовем Таузским и Хндзорутским). На юге Хндзорутский антиклинорий перекрывается эоценовыми отложениями, а Таузский — резко поворачивается на запад, приобретая северо-западное простирание.

В Кафанском районе выделяется ряд пологих антиклинальных складок северо-западного простирания.

Складчатая структура описываемой тектонической зоны осложнена разрывными нарушениями местного значения, возникшими, по-видимому, во время складкообразования. Некоторые более или менее крупные нарушения, как ниже увидим, затушованы гранитоидными интрузивами.

По данным С. С. Мкртчяна, в пределах рудоносных участков Алавердского района наблюдается ряд разрывных нарушений преимущественно меридионального направления, имеющих дорудный и пострудный возраст.

По исследованиям А. Т. Асланяна, наиболее крупным разрывным нарушением Кафанского района является разлом, прослеживающийся вдоль северо-восточного склона юго-восточного отрога хр. Хуступ, между сс. Шикахох и Чакарен. Некоторые мелкие нарушения близмеридионального и северо-западного простирания отмечаются в районе Кафанского месторождения.

Складчатые структуры зоны формировались в результате ряда тектонических орофаз, наиболее сильными из которых были предверхнеюрские (точно предкелловейские), предсеноманские и предпалеогеновые.

Антикавказские складки определенно возникли до среднего эоцена, так как они трансгрессивно и с большим угловым несогласием перекрываются среднеэоценовыми отложениями общекавказского простирания. Более точно, антикав-

казские складчатые структуры создались предкелловейскими и предсеноманскими (нижнемеловыми) движениями до верхнемелового времени, поскольку отложения последнего смяты в складки общекавказского направления. А. А. Gabrielyan также указывает, что на общем фоне опускания начало формирования этих структур отмечается еще со средней юры.

Таким образом, система антикавказских складок была переработана по противоположному общекавказскому плану начиная с мела.

Данные об истории тектонического развития палеозойского и особенно допалеозойского времени весьма скудные. Согласно А. А. Gabrielyan, в догерцинское время (докембрийский—каледонский этап) как в зоне, так и на всем Малом Кавказе существовал более или менее однообразный геосинклинальный режим, о чем свидетельствует общее фаціальное сходство пород этого этапа из разных участков Малого Кавказа. В конце этапа, благодаря складчатости, формировалась жесткая платформенная оболочка, которая послужила субстратом для глубинных структур последующих этапов.

В течение средне- и верхнепалеозойского времени Сомхето-Кафанская зона продолжала оставаться областью поднятия, и потому отложения указанных времен отсутствуют.

Следует отметить, что А. А. Gabrielyan этот этап (герцинский) развития Малого Кавказа считает субплатформенным. Несколько иного мнения придерживается А. Т. Асланян, согласно которому в среднем девон-карбоне весь Малый Кавказ вовлекается в прогибание и в середине карбона испытывает общую инверсию со складчатостью, чем и был создан жесткий субстрат зоны.

В юрское время зона имела резко выраженную геосинклинальную тенденцию развития, о чем свидетельствует широкое развитие юрских отложений, слагающих главную массу покровного комплекса зоны. Только геосинклинальные условия развития кратковременно прерывались после средней юры в связи с предкелловейскими складчатыми движениями.

Мощный вулканогенно-осадочный комплекс юры трансгрессивно залегает на каледонском субстрате. Верхнеюрские отложения налегают на породы средней юры трансгрессивно, с незначительным угловым несогласием.

Начало юрского этапа, по А. А. Габриеляну, знаменуется образованием крупного Анкавано-Зангезурского глубинного разлома, которым Малый Кавказ делится на два резко отличных тектонических комплекса: Сомхето-Кафанский и Армянский.

В нижнем меле зона испытывала поднятие и складчатость, чем объясняется почти полное отсутствие нижнемеловых отложений. В течение нижнемелового времени формировалась главная масса гранитоидов в результате сопряженных с орогеническими движениями вторжений магмы в крупные антиклинории.

В верхнем меле зона снова вовлекалась в прогибание с образованием значительной мощности вулканогенно-осадочных отложений. Однако в осевой полосе ее некоторые участки, соответствующие крупным антиклинальным поднятиям, продолжали оставаться областью размыва.

После верхнего мела, местами палеогена, тектоническое развитие зоны характеризуется общим перманентным поднятием.

СВЯЗЬ ИНТРУЗИВОВ СО СТРУКТУРОЙ ЗОНЫ

Гранитоидные интрузивы Сомхето-Кафанской зоны образуют прерывистую дугообразную полосу северо-западного направления. С северо-запада на юго-восток выделяются следующие обособленные друг от друга группы (см. фиг. 1). Алавердская, Шамшадинская, Кедабек-Дашкесанская, Механинская, Шальва-Лачинская, Южно-Карабахская и Цавская. Из них наиболее крупными являются Алавердская, Шамшадинская и Кедабек-Дашкесанская. Остальные группы состоят из одного крупного массива и нескольких небольших по размерам сателлитов. Исключение составляет Южно-Карабахская группа, состоящая из многочисленных незначительных тел.

На северо-востоке зоны интрузивы преимущественно вытянуты в северо-восточном направлении; примерно в ее центральной части они становятся близширотными, а на юго-востоке приобретают северо-западное простирание. Это объясняется тем, что их внедрение контролируется тектоническими

структурами, которые, как было выше отмечено, обнаруживают ту же закономерность в пространственном расположении внутри зоны.

Главная масса интрузивов сосредоточена в северо-западной части зоны, где образует прерывистую полосу северо-западного направления. На территории Армении она приурочена к Алавердскому и Шамшадинскому антиклинориям и прерывается в разделяющем их Иджеванском синклинории.

В Алавердском антиклинории интрузивные породы также образуют широкую полосу северо-западного простирания, в которой отдельные тела вытянуты преимущественно в северо-восточном направлении. Внутри этой широкой полосы обособляется ряд более мелких и дугообразных, выпуклых к северо-западу, полос гранитоидных пород, чередующихся с полосами близповерхностных малых интрузивов кварцевых альбитофиров. В итоге мы имеем 3 гранитоидных и 2 между ними расположенных кварц-альбитофировых полосы.

Вытянутость полос и составляющих их отдельных интрузивов, за редким исключением, совпадает. Они имеют направление противоположное простиранию тектонической зоны, что объясняется их приурочиванием к локальным антикавказским складчатым структурам и сопровождавшим их разрывным нарушениям.

Восточная, сравнительно крупная, полоса интрузивных пород обнимает в себе Кохбский, Чочканский, Цахкашатский и Ахталский интрузивы, которые, по-видимому, соединяются на глубине между собой, образуя крупный плутон, приуроченный к системе трех локальных антикавказских структур.

К западу располагается известная полоса кварцевых альбитофиров Алавердского района, приуроченная к переходной зоне между Лалварским синклинорием и Чатындагским антиклинорием, характеризующейся наличием второстепенных складок меридионального простирания. Таким образом, полоса кварцевых альбитофиров косо пересекает второстепенные складки и, по-видимому, тяготеет к системе разрывных нарушений, представляющих собой диагональные и отчасти поперечные трещины относительно второстепенных складок. Об этом свидетельствует широкое развитие гидро-

термальных процессов по всей переходной зоне между указанными локальными складчатыми структурами.

Следующая полоса состоит из Банушского, Шахтахского и Качачкутских интрузивов.

Далее идет полоса кварцевых альбитофиров, слагающих Джилизинский интрузив и мелкие тела юго-восточнее с. Ходжорини и по правому притоку р. Болнис. Не исключена возможность нахождения ряда выходов подобных пород в пространстве между Джилизанским интрузивом и правым притоком р. Болнис.

Самая западная полоса состоит из Болнисского, Ахкерпинского, Чанахчинского и Шулаверского интрузивов.

Последние четыре полосы располагаются близко друг к другу и тяготеют к северо-западному крылу Алавердского антиклинория, осложненного здесь вторичными антикавказскими складками, к которым приурочены отдельные полосы.

Весьма вероятно, что в процессе формирования локальных антикавказских складчатых структур, в их ядрах и близких к ним участках возникла система разрывных нарушений, которые облегчали внедрение магмы.

Интрузивы Шамшадинской группы приурочены к Таузскому и Хндзорутскому локальным антиклинориям северо-восточного простирания. Здесь нами установлены следующие три разнофазные интрузивные породы: плагиограниты, порфировидные плагиограниты и аляскитовые граниты. После плагиогранитов внедрились дополнительные интрузивы плагиогранит-порфиров.

Интересно отметить, что разнофазные породы приурочены к разным структурам района. Плагиограниты слагают резко преобладающую часть Таузского массива, Хндзорутский интрузив и мелкие тела по р. Хндзорут. Они размещаются в ядрах вышеотмеченных антикавказских антиклинориев и вытянуты в том же антикавказском направлении. Мелкие сателлиты плагиогранитов, сопровождающие Хндзорутский интрузив, расположены на крыльях одноименного антиклинория и внедрены в мелкие разрывные нарушения северо-западного и близмеридионального направления. Дополнительные интрузивы плагиогранит-порфиров приурочены к поперечным и отчасти продольным разрывным нарушениям.

возникшим в пределах плагиогранитов Таузского массива.

В юго-западной части Шамшадинского антиклинория тянется мощная зона интенсивно измененных пород, часть которых не нанесена на карту для показа толщи среднего байоса. Здесь проходит система разрывных нарушений северо-западного и меридионального направления, по которым внедрились порфиридные плагиограниты и аляскитовые граниты, вызывая в них интенсивные гидротермальные изменения и оруденение.

Таким образом, наиболее ранние плагиограниты размещаются в сводовых частях антикавказских антиклинорий и отчасти в мелких поперечных и диагональных разрывных нарушениях, возникших на крыльях Хидзорутского антиклинория.

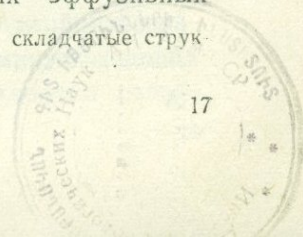
Позднее возникли более крупные нарушения северо-западного простираания, по которым интродировали порфиридные плагиограниты.

Наиболее молодыми из разрывных нарушений¹ являются меридиональные, одно из которых затушовано внедренными по нему аляскитовыми гранитами. По-видимому, разрывные нарушения, контролировавшие более поздние и кислые инъекции гранитоидной магмы, образовались в период формирования антикавказских складчатых структур.

Цавская группа интрузивов размещается в крупном Кафанском антиклинории, осложненном рядом второстепенных пологих антиклинальных складок северо-западного простираания. Одна из второстепенных антиклиналей располагается в южной части Кафанского района, где Цавский массив под значительным углом пересекает ее. Нам представляется вероятным, что в процессе складкообразования возникла система разрывных нарушений близширотного северо-западного направления, по которой внедрился сильно вытянутый в том же направлении Цавский массив.

В районе Кафанского месторождения встречаются незначительные штокообразные и дайкообразные тела кислых и основных пород, которые большинством исследователей рассматриваются, как корни излияния юрских эффузивных

¹ Имеются в виду нарушения, сопровождавшие складчатые структуры.



образований. По наблюдениям С. С. Мкртчяна, дайки кислых пород приурочены преимущественно к трещинам северо-западного простирания, в то время как дайки основных пород тяготеют к нарушениям северо-восточного простирания.

Кедабек-Дашкесанская группа интрузивов приурочена к крупному и пологому Шамхорскому антиклинорию близширотного направления. Остальные группы Азербайджанской части зоны расположены в ядрах антиклинориев северо-западного простирания.

ВОЗРАСТНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ИНТРУЗИВОВ ЗОНЫ

Первые исследователи Сомхето-Кафанской зоны возраст интрузивных пород считали третичным. Однако прямых данных, могущих установить возраст всех интрузивов не было, и поэтому большинство геологов прибегнуло к сопоставлению с неинтрузиями Кавказа и соседних районов Армянской тектонической зоны, для определения возраста которых имелись более или менее обоснованные данные. Отсюда очевидно условность отнесения гранитоидов к третичному возрасту.

В период более детального изучения Главного Кавказского хребта и установления многочисленных примеров наличия разновозрастных интрузивных пород, вопрос о возрасте интрузивов рассматриваемой зоны, которым без достаточного основания приписывался третичный возраст, был пересмотрен рядом исследователей. В этот период многие геологи высказались в пользу мезозойского возраста большинства интрузивов. Первые указания на мезозойский возраст интрузивных пород этого региона принадлежат А. Н. Соловкину.

Позднее мезозойский возраст гранитоидов того или иного участка зоны был обоснован И. Г. Магакьяном, А. Т. Асланяном, А. А. Габриеляном, В. Е. Хаиним, Л. Н. Леонтьевым, М. П. Бархатовой и многими другими. А. Т. Асланян доказал, что интрузивы армянской части зоны по времени формирования размещаются в интервале между оксфордом и средним эоценом.

В настоящее время возраст большинства гранитоидов по геологическим данным достаточно точно датируется как мезозойский, что подтверждается также предварительными радиогеологическими определениями. Однако до сих пор некото-

рые исследователи продолжают придерживаться старого взгляда на третичный возраст всех интрузивов армянской части Сомхето-Кафанской зоны.

Автором получены некоторые новые данные, позволяющие обосновать мезозойский возраст гранитоидов и в некоторой степени уточнить их возрастные пределы.

Главная масса интрузивных пород Алавердского антиклинория прорывает и изменяет отложения всех отделов юрской системы. Только некоторые тела размещаются в вулканогенно-осадочных образованиях нижних отделов юры. Однако родственные им породы рвут верхнеюрские эффузивы. Следовательно, нижний предел возраста Алавердской группы интрузивов должен быть определен как послеверхнеюрский (послеоксфордский — кимериджский).

При геологической съемке 1955 г. нами собраны из сеноманских базальных конгломератов, обнажающихся в Северной Армении у с. Ноемберян, гальки интрузивных пород. Благодаря петрографическому анализу этих галек, получен ряд новых данных, позволяющих верхний предел большинства гранитоидов армянской части Сомхето-Кафанской зоны определить как предсеноманский. В результате наших геолого-петрографических работ установлено, что в зоне наиболее поздним внедрением являются граниты. Очевидно, что определение верхнего предела возраста гранитов приобретает большое значение, ибо им же определяется возраст остальных гранитоидов, предшествовавших гранитам.

Не менее важное значение имеет уточнение верхнего предела возраста кварцевых альбитофиров, как более молодых образований по отношению к гранитоидам Алавердской группы.

В базальных конгломератах сеномана обнаружены гальки как гранитов, так и кварцевых альбитофиров. Еще в 1956 г. нами было показано большое сходство этих пород в гальках и интрузивных выходах.

Отмеченные базальные конгломераты привлекали внимание некоторых геологов в связи с определением возраста Кохбского массива. Однако никто из них не занимался тщательным петрографическим анализом конгломератов и пород Кохбского интрузива, и потому по ним существовали разно-

речивые данные. Так, О. С. Степанян, сравнивая породы Кохбского массива с гальками интрузивных пород сеноманских отложений, пришел к выводу, что они сильно отличаются и якобы гальки являются продуктами выветривания и переноса другого более кислого интрузива. В качестве различия он приводит следующие данные, которые, как ниже увидим, опровергаются нашими исследованиями: 1) в Кохбских интрузивных породах имеются роговая обманка, биотит и апатит, отсутствующие в гальках; 2) сфен, присутствующий в гальках, отсутствует в кохбских породах.

В 1947 г. Э. А. Хачатурян также указывал на то, что гальки интрузивных пород из сеноманских конгломератов по составу не сходны с породами Кохбского массива, хотя позже он стал придерживаться противоположного мнения.

Было предположение и о том, что интрузивные гальки не могут решить предсеноманский возраст Кохбского массива, так как в верхнемеловых конгломератах этого и смежного районов встречаются гальки и более древних интрузивов.

О сходстве интрузивных галек и пород Кохбского массива писали А. Т. Асланян, Г. О. Пиджян и Э. А. Хачатурян, на основе чего возраст его определялся как предсеноманский. Отметим, что впервые на предсеноманский возраст Кохбского массива указал И. Г. Магакьян.

В базальных конгломератах сеномана нами установлено наличие пород Кохбского, Чочканского и Цахкашатского интрузивов. Вопреки мнению О. С. Степаняна, как в гальках, так и в породах отмеченных интрузивов присутствуют роговая обманка, биотит и апатит. Кроме того, сфен является одним из типоморфных акцессорных минералов для пород Кохбского массива (см. ниже).

В сеноманских конгломератах встречены и интрузивные гальки, весьма сходные с породами Ахпатского, Ахтальского, Банушского массивов и их дополнительных интрузивов. Сеноманские конгломераты содержат также гальки жильных пород гранитоидов и, особенно, плагиоаплитов, являющихся наиболее характерными жильными породами первого этапа Сомхето-Кафанской тектонической зоны.

В наших предыдущих работах показано большое сходство химизма, петрографического состава и комплекса акцес-

сорных минералов этих пород в гальках и интрузивных выходах.

На основании вышеприведенных данных верхний предел возраста гранитоидов Алавердского антиклинория определяется как предсеноманский. Заведомо третичный возраст имеет только небольшой интрузив, расположенный к востоку от вершины г. Лалвар, который по своей геологической позиции тяготеет к Армянской тектонической зоне. Раньше некоторые геологи считали, что указанный интрузив соединяется с Банушским массивом, образуя узкое ответвление. В настоящее время этого мнения придерживаются и некоторые другие геологи, которые Банушский массив относят к третичному времени. Наличие такого ответвления опровергается работами А. Т. Асланяна, Э. А. Хачатуряна, П. Л. Епремяна, Г. Е. Кочиняна и автора. Промежуток между двумя отмеченными интрузивами сложен юрскими эффузивами, прорванными габбровым телом.

Как отмечает Э. А. Хачатурян, Лалварский интрузив не является ответвлением Банушского массива и по своему геологическому положению и составу должен быть отнесен к группе третичных гранитоидов Чкнах-Базумского рудного района.

Кроме того, третичному возрасту Банушского массива противоречит тот факт, что его породы, как ниже увидим, прорываются и изменяются кварцевыми альбитофирами, гальки которых в изобилии встречаются в среднеэоценовых базальных конгломератах г. Лалвар.

По результатам определения абсолютного возраста калиаргоновым методом альбитофиры относятся к нижнему мелу — верхней юре (Г. Д. Афанасьев и др. — 1960), Ахпатский интрузив плагиогранитов — середине мела, микропегматит и гранит из Банушского массива — верхнему олигоцену (Г. П. Багдасарян, 1960).

Как видно из вышеизложенного, абсолютный возраст последнего массива находится в полном противоречии с геологическими данными. Однако как отмечает Г. П. Багдасарян, трудно вывести сколько-нибудь определенные представления о возрасте Банушского интрузива только на основании двух предварительных определений.

Возраст интрузивов Шамшадинской группы до недавнего времени датировался как послесреднеюрский — досеноманский на том основании, что они рвут верхнебайосские эффузивы и имеют гальки в базальных конгломератах сеномана, обнаруженные В. Е. Хаином, А. Т. Асланяном и автором.

Однако наши дальнейшие наблюдения совместно с геологом М. Аракелянном позволили в базальных конгломератах верхней юры (келловея), обнажающихся по р. Ахум вблизи Таузского массива, обнаружить гальки пород всех трех фаз внедрения и дополнительных интрузивов Шамшадинской группы.

Примерно такие же данные получены азербайджанскими геологами (Г. И. Керимов—1955, Р. Н. Абдуллаев — 1955, 1958¹, 1961) относительно возраста Славянского и Гильянварского интрузивов Кедабек-Дашкесанской группы, сложенных аналогичными плагиогранитными породами Шамшадинской группы. Согласно Г. И. Керимову (1955), они рвут кварцевые плагиопорфиры верхнего баойса и их гальки заключены в конгломератах бата.

Таким образом, Шамшадинская группа интрузивов, а также Славянский и Гильянварский массивы должны быть отнесены к среднеюрскому — предверхнеюрскому возрасту, что подтверждается и радиологическими определениями некоторых проб из пород Славянского массива.

Интрузивы Цавской группы прорывают и изменяют верхнеюрские отложения, чем и доказывается их послеверхнеюрский возраст. Верхний предел возраста определяется как досеноманский по факту наличия галек пород обеих фаз Цавского массива в сеноманских конгломератах левобережья р. Охчи, впервые обнаруженных А. Н. Соловкиным.

По предварительным определениям абсолютного возраста, он также относится к нижнему мелу.

Предсеноманский — нижнемеловой возраст интрузивов азербайджанской части Сомхето-Кафанской зоны обоснован А. Н. Соловкиным, В. Е. Хаином, Л. Н. Леонтьевым, Р. Н. Абдуллаевым и др., что хорошо вяжется с данными по возрасту аналогичных пород армянского участка зоны.

Несколько неопределенным следует считать возрастное положение Шальва-Лачинского массива. Он размещается

среди юрских и туронских вулканогенно-осадочных отложений и определенно внедрился после турона. По данным азербайджанских геологов (Ш. А. Азизбеков и др.), по времени образования массив ближе стоит к гипербазитам верхнемелового возраста. Некоторые другие исследователи его относят к третичному возрасту. Однако по имеющимся геологическим, петрохимическим и минералогическим данным, Шальва-Лачинский массив вероятнее всего имеет мезозойский — верхнемеловой возраст. Об этом свидетельствуют нахождение совместно с мезозойскими интрузивами в одной и той же тектонической зоне, приуроченность к мезозойским отложениям, резкое различие от достоверных третичных гранитоидов Армянской зоны и, наоборот, весьма большое сходство с мезозойскими кислыми интрузивами.

Согласно Р. Н. Абдуллаеву (1961), верхнемеловой возраст имеет также небольшой Учтапа — Кызылкаинский интрузив из Кедабек-Дашкесанской группы.

Возвращаясь к вопросу о возрасте интрузивов тектонической зоны в целом, необходимо отметить, что внедрение их контролируется локальными складчатыми структурами и сопровождаемыми их разрывными нарушениями. Это также является доказательством мезозойского возраста интрузивов, поскольку, как было выше сказано, эти структуры создались мезозойскими орогеническими движениями.

На основании вышеизложенного материала в Сомхето-Кафанской зоне можно выделить три разновозрастных интрузивных комплекса: 1) предверхнеюрский; 2) нижнемеловой (предсеноманский) и 3) верхнемеловой, что хорошо согласуется с данными по истории геотектонического развития зоны. Эти комплексы формировались в результате сопряженных с соответственными орогеническими движениями вторжений кислой магмы в крупные антиклинории, в пределах которых внедрение магмы контролировалось локальными складчатыми структурами и сопровождаемыми их разрывными нарушениями.

Ниже в хронологической последовательности рассматриваются выделенные интрузивные комплексы.

Следует оговориться, что в дальнейшем мы будем пользоваться некоторыми понятиями в соответствии с удачной терминологией В. С. Коптева-Дворникова (1952, 1955).

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ПРЕДВЕРХНЕЮРСКИЕ ИНТРУЗИВЫ СОМХЕТО-КАФАНСКОЙ ЗОНЫ

А. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВМЕЩАЮЩИХ ИНТРУЗИВЫ ПОРОД

Район проявления предверхнеюрского интрузивного магматизма характеризуется широким развитием продуктов вулканической деятельности юры, которым подчинены осадочные образования того же возраста. В геологическом строении принимают участие также эопалеозойские и меловые образования. Стратиграфическая схема снизу вверх представляется в следующем виде.

1. Эопалеозой (верхний докембрий—нижний палеозой)

Наиболее древними породами являются дислоцированные метаморфические кварцево-сланцевые-хлоритовые сланцы, обнажающиеся в верховье р. Ахум, на северном склоне Мургузского хребта. Эопалеозойский возраст их определяется на основании глубоких степеней метаморфизма, общих стратиграфических соотношений и по петрографическим аналогам. И. Н. Ситковский (1936) дал петрографическую характеристику этих сланцев, рассматривая их как юрские образования, возникшие под влиянием динамометаморфизма и интрузивов. Согласно большинству исследователей, они образовались в результате регионального метаморфизма геосинклинальных вулканогенно-осадочных пород.

Метаморфические сланцы выступают в виде окон из-под юрских отложений и смяты почти в изоклинальные антиклинальные складки близширотного простиранья. Они плотчатые, интенсивно динамометаморфизованные, зеленые с шелковистой поверхностью породы, с прослоями окварцованных и серицитизированных песчаников. По плоскостям сланцева-

тости импрегнированы кварцевые прослойки, жилы и линзы. Видимая мощность описываемых метаморфических сланцев доходит до 1500 м.

2. Нижняя юра

Отложения нижней юры также обнажаются в верхнем течении бассейна р. Ахум, где несогласно перекрывают вышеописанные метаморфические сланцы эполеозоя. Они представлены конгломератами, песчаниками, аспидными сланцами, переслаивающимися с измененными порфиритами и туфобрекчиями. Возраст их обоснован К. Н. Паффенгольцем, Л. Н. Леонтьевым, В. Е. Хаином и в последнее время Т. А. Гасановым (1954).

3. Средняя юра

В составе средней юры А. Т. Асланяном (1958) выделяются два литологостратиграфических комплекса: среднебайосский и верхнебайосский. Оба они пользуются широким развитием вдоль северо-восточных склонов Малого Кавказа и являются вмещающими интрузивы породами.

а) Среднебайосский комплекс сложен различными порфиритами и их пирокластическими разностями, характеризующимися большим разнообразием по составу, цвету и структурным особенностям. На северных склонах Малого Кавказа максимальная мощность его доходит до 1200—1500 м. По структурно-минералогическим особенностям порфириты Ш. А. Азизбеков (1952¹) подразделяет на разности: плагиоклазовые, авгитовые, роговообманковые, кварцевые, диабазовые, биотитовые, мандельштейновые и афировые. Среди них наибольшее распространение имеют первые две разности и наименьшее — кварцевые и биотитовые порфириты, обнажающиеся в немногочисленных местах на территории Азербайджана.

Макроскопически плагиоклазовые порфириты темно-серые и темно-зеленые породы с вкрапленниками плагиоклаза. Под микроскопом структура порфириновая с пилотакситовой, гиалопилитовой, микролитовой и микролит-фельзитовой структурой основной массы. Вкрапленники плагиоклаза образуют призматические, таблитчатые, неправильные, нередко зональные кристаллы с простыми и полисинтетическими

двойниками. Состав плагиоклаза отвечает андезину (№ 38-44, в центральных частях до № 50). Основная масса слагается из микролитов плагиоклаза, небольшого количества девитрофицированного стекла, магнетита, апатита и вторичных минералов.

Макроскопически авгитовые порфиры темно-зеленые и темные порфирные породы. Под микроскопом структура порфирная с гиалопилитовой, пилотакситовой, изредка микролитовой и витрофировой структурой основной массы. В последней выделяются вкрапленники плагиоклаза, авгита и реже диопсида. Плагиоклаз присутствует в виде призматических, таблитчатых и неправильных слабо зональных кристаллов, относящихся по составу к андезину (№ 37-46) и лабрадору (№ 53-63). Пироксены представлены мелкими изометричными и неправильными зернами, которые часто замещаются хлоритом, уралитом, кальцитом и эпидотом. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза (от андезина до лабрадора), мелких зерен черного рудного минерала, апатита, вулканического стекла и вторичных минералов — хлорита, эпидота, цонзита, кальцита, лимонита и цеолита.

Пирокластические разновидности вышеописанных вулканогенных образований состоят из обломков соответственных пород и минералов, сцементированных разложившим агрегатом вторичных минералов, раскристаллизованным вулканическим стеклом и пепловым материалом.

б) Верхнебайосский комплекс представлен кварцевыми плагиопорфирами, которые слагают значительную площадь в северо-западной части Сомхето-Кафанской зоны и являются опорным горизонтом для стратиграфического расчленения юрских отложений Малого Кавказа, а также рудовмещающими породами некоторых крупных сульфидных месторождений. В составе комплекса участвуют и пирокластические производные кварцевых плагиопорфиров, которые, по данным Ш. А. Азизбекова (1943), приурочиваются к его средней, иногда верхней частям.

Исходя из химико-петрографического состава, впервые Ш. А. Азизбеков (1952¹) предлагал как эти породы, так и малокавказские кварцевые порфиры назвать кварцевыми плагиопорфирами по аналогии с плагиолипаритами Дюпарка,

плаггиоориолитами Садецкого и плаггиопорфирами Заварицкого. Это название, по нашему мнению, должно быть распространено только на кислые эффузивы мезозоя Малого Кавказа, которые отличаются от кварцевых порфиров пониженным содержанием окисла калия и общей суммы щелочей. Однако оно не может быть распространено на все малокавказские кварцевые порфиры, поскольку более молодые кайнозойские кварцевые порфиры по химико-минералогическим признакам близко стоят к обычным кварцевым порфирам.

Макроскопически кварцевые плаггиопорфиры плотные, серые, серо-розоватые, серо-желтоватые и серо-зеленоватые породы с вкрапленниками кварца и плаггиоклаза. Под микроскопом структура порфировая, реже афировая с микролитовой, фельзитовой, иногда сферолитовой и микрогранофировой структурой основной массы. Вкрапленники представлены главным образом кварцем и плаггиоклазом, причем первый обычно преобладает над вторым. По данным Ш. А. Азизбекова (1952¹), в порфировых выделениях встречается также калиевый полевой шпат. В изученном нами участке калиевого полевого шпата не встречено. Ш. А. Азизбеков отмечает, что на территории Азербайджана в некоторых местах в нижних частях толщи кварцевых плаггиопорфиров количество вкрапленников калиевого полевого шпата даже преобладает над плаггиоклазом. В таком случае такие разности следует назвать кварцевыми порфирами.

Кварц встречается в виде довольно крупных (до 5,5 мм), часто корродированных трещиноватых зерен, включающих в себя апатит и черно-рудный минерал. Плаггиоклаз представлен сравнительно мелкими (до 3 мм) призматическими и таблитчатыми кристаллами. По нему часто развивается псевдоморфозный агрегат хлорита, кальцита, серицита, каолина и эпидота. Состав плаггиоклаза варьирует от № 4 до № 42. Биотит присутствует в небольшом количестве в виде обычных коричневых таблитчатых кристаллов, часто замещающих хлоритом. Количество роговой обманки также незначительное. Она образует призматические и таблитчатые светло-зеленые кристаллы со слабым плеохроизмом. Часто замещается хлоритом, изредка кальцитом.

Основная масса кварцевых плаггиопорфиров слагается

из плагиоклаза, кварца и небольшого количества магнетита, апатита, каолина, серицита, хлорита, кальцита, эпидота, цоизита, мусковита, лимонита и вторичного кварца. Главные минералы основной массы — плагиоклаз и кварц — обычно образуют мелкие (до 0,1 мм и меньше) изометричные и неправильные зерна. Плагиоклаз наблюдается также в виде, как короткопризматических кристаллов, относящихся по составу к № 28-42, так и сферолитов, погружающихся в основную массу. Плагиоклаз и кварц иногда находятся в микропегматитовом прорастании.

Пирокластические разности описываемых пород имеют такой же состав, цементом для них являются вторичные минералы и измененное туфовое вещество.

В верховье р. Ахум в дайкообразном залегании обнажаются также корни излияния кварцевых плагиопорфиров. Среди них различаются две разновидности: одна имеет отчетливо выраженную порфириковую структуру с тонко-кристаллической, почти фельзитовой структурой основной массы, а другая — обладает неотчетливой порфириковой структурой с микролитовой и сферолитовой структурой основной массы. Первая разновидность характеризуется также большим содержанием кварца и присутствием в основной массе некоторого количества стекловатого мезостаза. Порфириковые вкрапления представлены корродированными зернами кварца и плагиоклаза, причем один из них является преобладающим. Состав плагиоклаза колеблется в широких пределах — от № 10 до № 30.

Основная масса второй разновидности слагается из мельчайших зерен кварца, микролитов и сферолитов альбита и альбит-олигоклаза. В доминирующей основной массе выделяются вкрапления плохо сдвойникового плагиоклаза (№ 25—32) и кварца. Интересно отметить, что кварц нередко окружен оболочкой олигоклаза, имеющего неотчетливое сферолитовое строение.

Корни кварцевых плагиопорфиров серицитизированы, эпидотизированы, хлоритизированы, карбонатизированы и лимонитизированы.

4. Верхняя юра

Вулканогенно-осадочные образования верхней юры располагаются к северу и северо-востоку от интрузивов. Среди них А. Т. Асланяном (1958) выделяются отложения келловей, верхнего оксфорда-кимериджа и титона. Келловейские породы пользуются небольшим распространением и трансгрессивно залегают на верхнебайосских кварцевых плагиопорфирах. Они представлены снизу вверх конгломератами, песчаниками, глинистыми сланцами и алевролитами общей мощностью 130 м.

Наибольшее развитие имеют отложения верхнего оксфорда — кимериджа, которые расчленяются на две свиты. Нижняя свита прослеживается узкой полосой по линии сел Чоратан — Верх. Кармирахбюр — Берд—Навур—Ицакар — Верх. Агдан и трансгрессивно залегают на верхнебайосских кварцевых плагиопорфирах и келловейских отложениях. Она представлена снизу вверх базальными конгломератами, коралловыми известняками и доломитами с прослойками и линзами пирокластических разностей порфиритов. Мощность свиты 300 м. Верхняя свита согласно залегают на предыдущей и сложена чередующимися пирокластическими разностями порфиритов, туфогенами и различными порфиритами с прослоями и линзами известняков и доломитов. Общая мощность свиты достигает в различных местах от 1000 до 1800 м. Среди порфиритов различаются плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые разновидности, очень сходные с таковыми среднеюрского возраста. Пирокластические образования представлены кристаллокластическими, литокластическими и витрокластическими разностями.

К титону относится небольшая свита белых коралловых известняков северо-западнее с. Берд.

5. Верхний мел

Верхнемеловые отложения обнажаются в значительном удалении от интрузивов. Они широкой полосой протягиваются по северо-восточному склону Малого Кавказа. В Шамшадинском районе выделяются сеноманские и турон-коньякские отложения. Первые распространены в окрестностях сел. Чинчин, Тавуш, Нижн. Кармирахбюр, где несогласно залегают

на верхнеюрских отложениях. Они представлены снизу вверх конгломератами, светло-серыми известняками, туфопесчаниками и пелитоморфными туфами общей мощностью 133 м.

Турон-каньякские отложения обнажаются севернее сеноманских образований и представлены чередующимися кристаллокластическими, литокластическими и витрокластическими туфами, туфобрекчиями, в меньшем количестве туфосланцами, трассами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, плагиоклазовыми и авгит-плагиоклазовыми порфиритами общей мощностью 1300 м.

Плагиоклазовые порфириты серо-зеленые, бурые и фиолетовые породы. Под микроскопом структура порфировая с гиалопилитовой, пилотакситовой, реже витрофировой и гологиалиновой структурой основной массы. В порфировых выделениях наблюдаются призматические зональные кристаллы плагиоклаза (чаще № 41-45, в ядре № 50-53) и редкие хлоритизированные зерна авгита. Основная масса состоит из плагиоклаза, вулканического стекла, точечных зерен магнетита и вторичных минералов — хлорита, кальцита, цеолита и эпидота.

Авгит-плагиоклазовые порфириты более темноокрашенные породы с вкрапленниками плагиоклаза и авгита. Первый образует таблитчатые и призматические, часто сосюритизированные кристаллы, отвечающие по составу лабрадору. Август представлен довольно свежими короткопризматическими и неправильными зернами.

Пирокластические разности повторяют минералогический состав порфиритов.

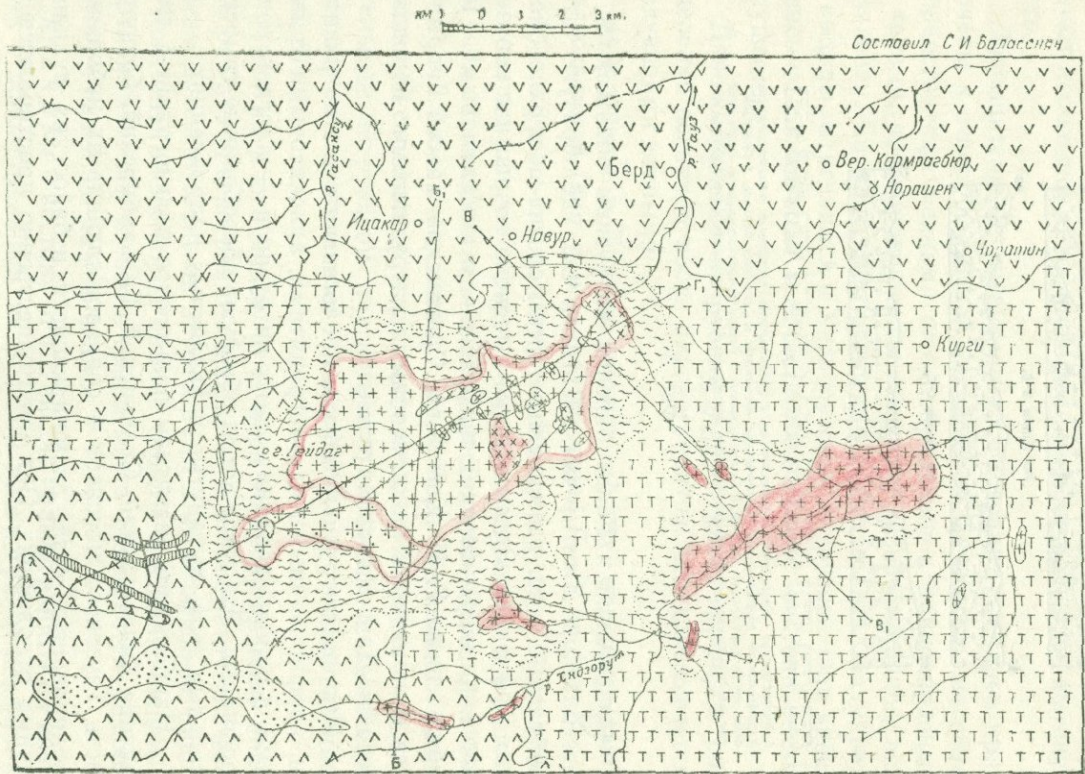
Наиболее молодыми образованиями района являются четвертичные аллювиально-делювиально-пролювиальные отложения.

Б. РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ИНТРУЗИВОВ

К предверхнеюрскому (среднеюрскому) возрасту, как выше было отмечено, относятся вся Шамшадинская группа интрузивов, а также Славянский и Гильябирский интрузивы из Кедабек-Дашкесанской группы.

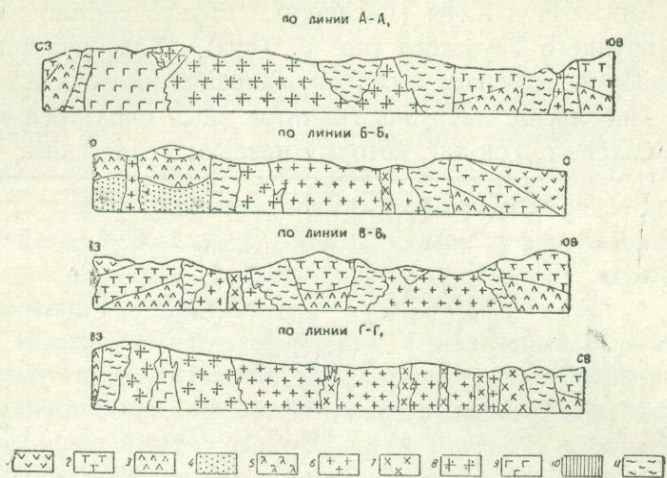
Интрузивы Шамшадинской группы (фиг. 2, 3) распола-

ГЕОЛОГИ-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА ШАМШАДИНСКОЙ ГРУППЫ ИНТРУЗИВОВ



гаются к северо-востоку от Мургузского хребта в бассейнах рр. Тауз, Хандзурт и Ахум (Гасан-су). Группа состоит из наиболее крупного Таузского (по р. Тауз), Хандзуртского (по р. Хандзурт) массивов и сопровождающих их мелких саггитов. Небольшой интрузив гранитов нами оконтурен на западном склоне г. Гейдаг, который назovem Гейдагским.

Фиг. 2



1. Верхнеюрские порфириды и известняки, 2. Среднеюрские кварцевые плагиогорцы, 3. Среднеюрские порфириты, 4. Нижнеюрские песчаники и аспидные сланцы, 5. Палеозойские метаморфические сланцы, 6. Плагиограниты, 7. Плагиогранит-порфиры, 8. Порфиридные плагиограниты, 9. Граниты, 10. Дошки кварцевых плагиогорцев, 11. Измененные базальтовые породы.

Фиг. 3

Славянский и Гильанбирский интрузивы обнажаются в бассейнах рр. Джагир-чай и Шамхор-чай, где образуют штокообразные тела, размещенные среди средне- и верхнебайосских эффузивов. Здесь хорошо выяснено возрастное соотношение предверхнеюрских интрузивов с нижнемеловыми. По наблюдениям Г. И. Керимова, Славянский массив прорывается и изменяется нижнемеловыми интрузивными породами Кедабек-Дашкесанской группы.

Породы интрузивной фазы представлены плагиогранитами, порфиридовидными плагиогранитами, аляскитовыми гранитами, а породы дополнительных интрузивов — плагиогранит-порфирами. Эти типы пород образуют обособленные самостоятельные тела, вытянутые в различных направлениях.

Наибольшим развитием пользуются плагиограниты, слагающие Хндзорутский, Славянский, Гильанбирский, большую часть Таузского массивов и сопровождающие их небольшие изолированные тела, размещающиеся в байосских вулканогенных отложениях. Они преимущественно простираются в северо-восточном направлении.

Порфиroidные плагнограниты слагают юго-западную часть Таузского массива и небольшое сателлитовое тело, встреченное нами в 2 км к юго-востоку от них. Они вытянуты в близширотном направлении.

Аляскитовые граниты обнажаются на восточном склоне г. Гей-даг, где прорывают порфириты среднего байоса и образуют небольшое тело, имеющее меридиональную вытянутость.

Дополнительные интрузивы плагногранит-порфиров приурочены к северо-восточной узкой части Таузского массива и представлены мелкими штокообразными и дайкообразными телами, простирающимися обычно в северо-западном направлении. Сравнительно редко и в более мелких размерах их выходы встречаются в Хндзорутском интрузиве. Они внедрились по поперечным и отчасти подольным тектоническим нарушениям.

Дополнительные интрузивы плагногранит-порфиров определенно возникли после плагногранитов, что доказывается следующими данными:

а) в ущелье р. Тауз во многих местах они прорывают плагнограниты (фиг. 4 и разрез по линии Г—Г₁ на фиг. 3);

б) в 4,8 км к юго-западу от с. Навур в русле р. Тауз апофиза плагногранит-порфиров сечет плагнограниты и включает в себя обломки последних величиной до 40—80 см. (фиг. 5);

в) в 6,5 км к юго-западу от с. Берд несколько выше участка Леспромсовхоза плагнограниты на контакте с дополнительным интрузивом плагногранит-порфиров подвержены интенсивному натриевому метасоматозу и кварцитизации (фиг. 6);

г) в 7 км к юго-западу от с. Берд по руслу правого притока р. Тауз плагнограниты прорваны и метасоматически изменены дополнительными интрузивами и их апофизами (фиг. 7). Контакты обеих пород обычно скрыты под аллювиальными отложениями и только в одном месте обнажается резкий контакт с падением на юго-восток;

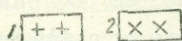
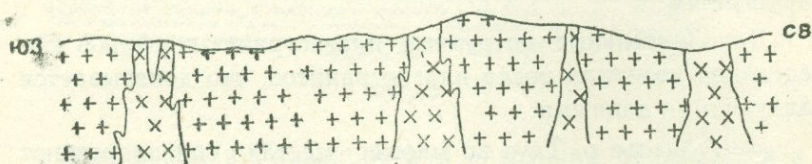
д) в 4,5 км к востоку от г. Гей-даг плагнограниты на контакте с дополнительным интрузивом плагногранит-порфиров интенсивно гидротермально изменены, пиритизированы и

пересечены их апофизами. Плагиигранит-порфиры содержат ксенолиты плагиигранитов (фиг. 8).

Хорошо устанавливается также более позднее внедрение аляскитовых гранитов по отношению к порфировидным плагиигранитам на том основании, что в 2 км к югу от вершины г. Гей-даг довольно крупная апофиза их прорывает и изменяет порфировидные плагииграниты (фиг. 9 и разрез по линии А—А₁ на фиг. 3). Последние подвержены калиевому метасоматозу и обогащены калиевым полевым шпатом, содержание которого резко убывает по мере удаления от апофизы аляскитовых гранитов.

Выделение более молодой фазы порфировидных плагии-

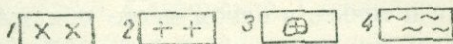
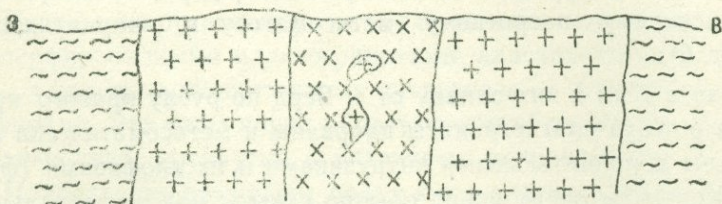
Масштаб 1:50 000



1. Плагииграниты, 2. Плагиигранит-порфиры.

Фиг. 4

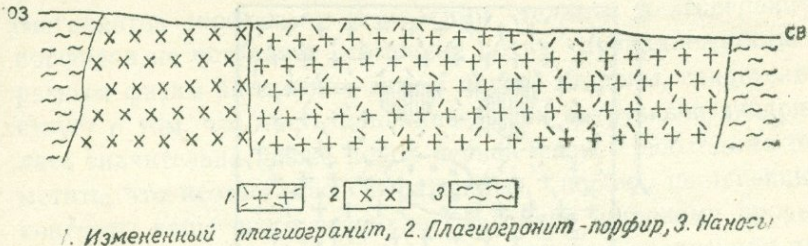
Масштаб 1:200



1. Плагиигранит-порфир, 2. Плагиигранит, 3. Ксенолиты плагиигранита, 4. Наносы.

Фиг. 5

Масштаб 1:400



Фиг. 6



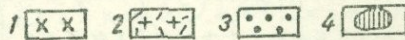
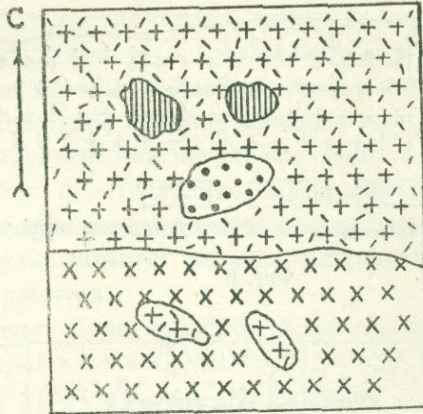
Фиг. 7

гранитов относительно плагиогранитов основано на том, что по правому притоку р. Тауз последние на контакте с порфировидными плагиогранитами интенсивно окварцованы и серицитизированы. Кроме того, на восточном склоне г. Гей-даг внутри плагиогранитов местами встречаются небольшие апофизы порфировидных плагиогранитов.

На основании вышеизложенного на данной стадии изученности можно наметить следующий порядок внедрения пород интрузивной фазы: 1. Плагиограниты, 2. Порфировидные плагиограниты, 3. Аляскитовые граниты. К фазе дополнительных интрузивов относятся малые тела плагиогранит-порфиров, образовавшиеся после пород первой фазы.

По-видимому, промежуток времени, отделяющий плагиограниты от дополнительных интрузивов плагиогранит-порфиров, иногда был настолько незначительным, что первые еще не успели полностью кристаллизоваться, последовало

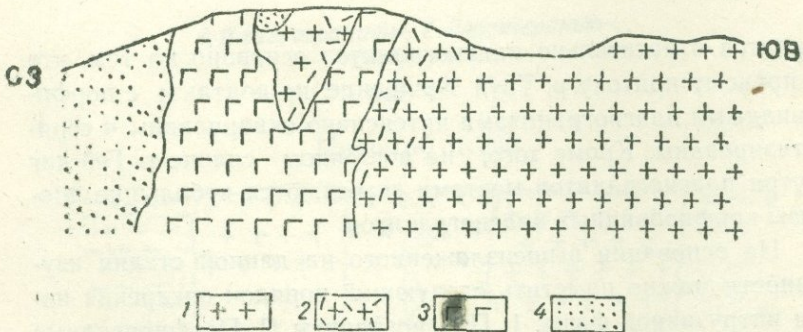
Масштаб 1:100



1. Плагхиогранит-порфир, 2. Измененный плагхиогранит, 3. Пиритизированный плагхиогранит, 4. Ксенолиты эффузивов.

Фиг. 8

Масштаб 1:50 000



1. Порфировидный плагхиогранит, 2. Измененный порфировидный плагхиогранит, 3. Гранит, 4. Роговик.

Фиг. 9

вторжение дополнительных интрузивов, и поэтому между ними возникли постепенные контакты. Однако наличие обломков

плагиигранитов в плагиигранит-порфирах, контактовое воздействие последних на первые, отчетливое пересечение плагиигранитов апофизами и мелкими телами плагиигранит-порфиров не оставляет сомнения об их принадлежности к разным фазам внедрения. Это, с другой стороны, свидетельствует о том, что часть дополнительных интрузивов внедрилась значительно позже пород первой фазы. Необходимо отметить, что неотчетливо выраженные, порою постепенные контакты чаще всего возникли благодаря широкому проявлению метасоматических процессов в связи с внедрением дополнительных интрузивов.

Статистическая обработка значительного количества измерений трещин отдельности показывает, что по внутренней тектонике разнофазные породы отличаются друг от друга, что свидетельствует об их образовании в несколько различных тектонических обстановках. Так, в плагиигранитах наиболее развиты поперечные и продольные трещины отдельности с падением чаще всего на юго-восток и юго-запад; в порфировидных гранитах — продольные и диагональные трещины с падением на северо-восток и юго-восток, и в аляскитовых гранитах — диагональные трещины с падением на юго-восток.

В большинстве случаев все системы трещин имеют крутые углы падения (выше $50-60^\circ$).

В. ПОРОДЫ ИНТРУЗИВНОЙ ФАЗЫ И ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ ИНТРУЗИВОВ

1. Плагииграниты

Плагииграниты пользуются наибольшим распространением, слагая наиболее крупные массивы и сопровождающие их мелкие сателлиты. В зонах контактов с эффузивами основного состава среднего байоса они постепенно переходят в плагиигранодиориты и кварцевые диориты. Такие же сравнительно основные разновидности встречаются внутри крупных плагиигранитовых интрузивов, на что указал также Ш. А. Азизбеков (1952³). Все они относятся к породам фации

эндоконтактов, возникшим ассимиляцией плагиогранитовой магмой вмещающих основных эффузивов. На контакте с кварцевыми плагиопорфирами верхнего байоса в составе плагиогранитов никаких изменений не наблюдается, что объясняется их весьма близким химизмом.

Фация сателлитов отличается от пород главной интрузивной фации более мелкозернистым строением и несколько повышенной кислотностью. Однако некоторые сателлиты по составу отвечают породам эндоконтактовой фации крупных массивов. Такие сателлиты внедрены в раздробленные зоны и характеризуются значительным содержанием ксенолитов основных эффузивов среднего байоса.

Плагиограниты и плагиогранодиориты мелко- и среднезернистые породы с редкими порфировидными выделениями кварца. По цвету различаются темно-серые и серо-розовые разновидности, причем первые сравнительно богаты роговой обманкой и титано-магнетитом и довольно сильно хлоритизированы, а вторые подвержены альбитизации и пелитизации. Кварцевые диориты имеют более темные оттенки и мелкозернистое строение.

Под микроскопом структура порфировидная с мелкозернистой гипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Встречаются и равномернозернистые плагиограниты, которые макроскопически неразличимы от порфировидных разновидностей.

Минералогический состав описываемых пород определяется присутствием плагиоклаза, кварца, обыкновенной роговой обманки и аксессуарных минералов, представленных магнетитом, титано-магнетитом, цирконом, апатитом, сфеном и рутилом. Подсчеты количественно-минералогического состава и результаты определения номера плагиоклаза¹ их приведены в табл. 1.

Как видно из табл. 1, эти породы характеризуются по-

¹ Для определения состава плагиоклазов мы пользовались ускоренным методом наибольшего симметричного угасания на Федоровском столике с целью выявления действительного состава плагиоклазов путем производства многочисленных измерений. В таблицах приводятся средние значения состава плагиоклазов, вычисленные по крайней мере из десяти измерений в одном и том же шлифе.

Таблица 1

Количественно-минералогический состав и № плагиоклаза плагиогранитов предверхнеюрского интрузивного комплекса

	№ № шлиф.	Плагиоклаз	Кварц	Роговая обманка	Аксессуары	№ плагиоклаза	
						вкрапленников	основной массы
I	930	62,5	30	4	3,5	44	27
	925	63	31	3,5	2,5	42	27
	1098	62,2	30	4,5	3,3	36	13
	1062	60,5	33	4	2,5	27	17
	900	68,5	29	—	2,5	32	24
	924	60	33	4	3	35	17
	1077	60	36	2,4	1,6	33	16
	907	61	31	7,5	0,5	40	11
	1002	59,2	35	3,5	2,3	36	18
	1076	60,5	34	3	2,5	39	12
II	967	62,5	26	8	3,5	44	28
	970	67,2	28	2	2,8	37	17
	980	61	15	18	6	48	

I — породы главной интрузивной фации.

II — породы фации эндоконтактов.

вышенным содержанием плагиоклаза и кварца, но пониженным—роговой обманки. При переходе от пород главной интрузивной фации к породам фации эндоконтактов возрастает количество роговой обманки, повышается основность плагиоклаза и значительно убывает содержание кварца. Характерной особенностью плагиогранитов является почти полное отсутствие калиевого полевого шпата. Последний отмечен в некоторых шлифах, и то в виде единичных зерен, приуроченных к промежуткам между плагиоклазом и кварцем.

Вкрапленники присутствуют от единичных до обилия, но обычно в подчиненном количестве, чем основная масса. Они представлены призматическими и широкотаблитчатыми, слабо зонарными кристаллами (2—3 мм, реже до 5 мм) плагиоклаза и редчайшими более крупными, трещиноватыми зернами кварца. Нередко вкрапленники состоят из нескольких незаконмерно проросших кристаллов плагиоклаза. Вкрапленники плагиоклаза составляют 40% общей массы плагиоклаза, а плагиоклаз основной массы — 60%. На основании этих дан-

Блок-крит!

ных был вычислен средний состав плагиоклаза для всей породы в целом, что отвечает № 26, 46.

Основная масса состоит из преобладающего плагиоклаза, кварца, небольшого количества обыкновенной роговой обманки, аксессуарных и вторичных минералов. Размеры компонентов основной массы — от десятых долей мм до 1,5 мм. Плагиоклаз присутствует в виде слегка зонарных гипидиоморфных призматических кристаллов. Различается кварц двух генераций, одна из которых представлена более крупными, чем плагиоклаз, зернами и другая в виде мелких ксеноморфных зерен заполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза. Кварц первой генерации содержит призматические и неправильные кристаллы плагиоклаза, обладающие различной оптической ориентировкой. Количество этих включений в отдельных шлифах изменяется в широких пределах. Роговая обманка обычно замещена хлоритом и магнетитом. Редко встречаются слабо измененные кристаллы, окрашенные в светло-зеленый цвет со слабым плеохроизмом. $CNg\ 16 - 18^\circ$; $Ng - Np = 0,019$, реже $0,023$; $2v = -74^\circ$ В некоторых шлифах роговая обманка принадлежит к двум генерациям — первая, представленная сравнительно крупными призматическими, иногда сдвойникованными по (100) кристаллами, и вторая, образующая более мелкие зерна, располагающиеся в промежутках между кристаллами плагиоклаза. Иногда встречаются также короткопризматические кристаллы роговой обманки еще одной генерации, имеющей одинаковую с плагиоклазом степень идиоморфизма.

Исходя из вышеизложенного, для породообразующих минералов плагиогранитов можно наметить следующий порядок кристаллизации: а) плагиоклаз и кварц I генерации (вкрапленники); б) роговая обманка I генерации; в) кварц II генерации; г) плагиоклаз и роговая обманка II генерации; д) роговая обманка III генерации; е) кварц III генерации.

Судя по взаимным отношениям аксессуарных минералов и главных породообразующих силикатов, первые в основном выделились в конце. Это доказывается тем, что они обычно образуют мелкие, нередко неправильные зерна, приуроченные к промежуткам между минералами поздних генераций.

Кроме того, более или менее крупные кристаллы магнетита и титано-магнетита включают в себя плагиоклаз и кварц с контурами разъедания.

Некоторая часть аксессуарных минералов, по-видимому, возникла в первые стадии кристаллизации плагиогранитов. Ранние генерации их характеризуются более или менее правильными кристаллографическими очертаниями и располагаются в плагиоклазе, роговой обманке и кварце II и III генераций. Сфен ранней генерации представлен светлокрашенными кристаллами, обнаруживающими дисперсию биссектрис. Сфен развивается также по роговой обманке, как продукт постмагматической деятельности. Сфен этой III генерации отличается образованием лапчатых агрегатов и интенсивной окрашенностью без заметной дисперсии биссектрис. При переходе от пород главной интрузивной фации к породам фации эндоконтактов содержание аксессуарных минералов увеличивается, за исключением циркона. Особенно сильно возрастает количество магнетита и титано-магнетита.

Под воздействием постмагматических растворов плагиограниты подвержены хлоритизации, эпидотизации, альбитизации, карбонатизации, отчасти пелитизации, серицитизации и лимонитизации. Наиболее часто проявляющимися процессами являются альбитизация, хлоритизация и эпидотизация. Под действием этих процессов плагиограниты иногда превращены в кварц-плагиоклаз-хлорит-эпидотовые породы, в которых содержание хлорита доходит до 33%, эпидота — до 28%, а плагиоклаз преобразован в альбит-олигоклаз и альбит. Все вторичные минералы метасоматически развиваются по плагиоклазу. Кроме того, карбонат замещает также кварц, а хлорит — роговую обманку. Эпидотизация плагиоклаза сопровождается некоторым выделением вторичного кварца.

В измененных плагиогранитах содержание главных постмагматических минералов колеблется в широких пределах: хлорита — от 1 до 33%, эпидота (цицитита) — от 2 до 28%, карбоната — от 1 до 8%. Наиболее часто встречаются ассоциации: хлорит+эпидот, а затем хлорит+эпидот+карбонат.

Среди плагиогранитов в виде небольших участков отмечаются гранофировые породы, возникшие в результате интенсивной кварцитизации. Это явление особенно хорошо наблю-

дается в Хндзорутском интрузиве, где плагиограниты сильно обогащены кварцем и в них плагиоклазовые кристаллы замещены кварцем с образованием гранофировых участков.

Следует отметить также о широком проявлении натрового метасоматоза в связи с внедрением дополнительных интрузивов, благодаря чему часто возникали неотчетливо выраженные и постепенные контакты между плагиогранитами и дополнительными интрузивами плагиогранит-порфиров с образованием зоны кварц-альбититовых пород. Такие же метасоматические породы встречаются в некотором удалении от дополнительных интрузивов, приуроченных к более или менее крупным тектоническим трещинам. Однако более закономерным является уменьшение интенсивности проявления натрового метасоматоза по мере удаления от дополнительных интрузивов. При далеко зашедшем процессе натрового метасоматоза в приконтактных участках дополнительных интрузивов плагиограниты замещены кварцсодержащими альбититами.

В табл. 2 приведены данные о химическом составе плагиогранитов. Анализы 907, 1002, и 900 произведены в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР аналитиками Г. Джрбашян и В. Бабаян, а остальные анализы заимствованы у И. Н. Ситковского

Как видно из таблицы, наиболее характерной особенностью химизма плагиогранитов является низкое содержание окисла калия, чем и объясняется почти полное отсутствие в них калиевого полевого шпата. По-видимому, здесь калий изоморфно входит в кристаллическую решетку плагиоклазов.

Предпоследний анализ и анализ под номером 900 представляют плагиограниты, имеющие гибридное происхождение. Для них характерно пониженное содержание кремнезема, но повышенное — окисла кальция.

Средний состав плагиогранитов отличается от среднего гранита по Дэли пониженной величиной числа a , но повышенной — чисел s и p . Все анализируемые плагиограниты характеризуются резко пониженным содержанием окисла калия против среднего состава гранита Дэли.

Все эти данные о химизме плагиогранитов хорошо согласуются с их минералогическим составом.

Таблица 2

Химические составы плагиогранитов
предверхнеюрского интрузивного комплекса

Окислы и числа Завариц- кого	907	1002	900	—	—	81	Среднее из 6 анализов
SiO ₂	71,16	73,04	68,90	72,88	69,62	75,24	71,80
TiO ₂	0,30	0,30	0,52	—	—	—	0,18
Al ₂ O ₃	14,53	15,39	15,13	14,37	16,86	13,66	14,49
Fe ₂ O ₃	3,05	2,36	3,20	1,92	0,56	0,32	1,90
FeO	2,20	1,17	1,90	1,15	2,80	0,72	1,65
MnO	0,18	0,02	0,07	—	—	—	0,04
MgO	1,55	1,53	0,63	1,14	1,56	0,22	1,10
CaO	3,14	2,64	4,78	2,96	4,36	2,44	3,38
Na ₂ O	3,35	3,19	3,40	3,25	2,15	3,27	3,10
K ₂ O	0,89	0,24	0,92	0,81	0,72	0,87	0,74
nnn	1,80	0,92	—	0,63	0,42	2,47	—
H ₂ O	0,16	0,15	—	0,48	0,68	0,59	—
a	8,75	6,93	8,96	14,69	5,50	8,42	—
c	3,23	2,95	5,72	5,18	5,20	2,94	—
b	7,87	11,93	5,85	7,02	11,30	4,37	—
s	80,12	78,19	79,46	73,97	78,00	83,75	—
a'	—	54,84	—	46,70	52,50	74,00	—
f'	61,54	25,27	78,82	27,10	26,30	19,10	47,96
m'	32,43	19,89	17,65	26,10	21,20	6,84	3,06
c'	5,98	—	3,53	—	—	—	—
n	84,61	96,30	84,61	85,00	83,00	84,00	87,70

2. Плагиогранит-порфиры

По внешнему облику плагиогранит-порфиры мелкозернистые, розовые, желтовато-розовые породы с вкрапленниками кварца. Структура — микропорфировидная с аплитовой и переходной от аплитовой к гипидиоморфнозернистой структуре основной массы.

Количественное соотношение (в объемных %) минералов и результаты измерения состава (плагиоклаза и приведены в табл. 3.

Приведенная таблица показывает, что породы дополнительных интрузивов сохраняют основные черты петрографического состава плагиогранитов — повышенное содержание плагиоклаза, кварца и полное отсутствие калиевого полевого шпата. С другой стороны, они обладают некоторыми специфическими особенностями, заключающимися в более высоком содержании кварца, повышенной кислотности плагиоклаза и отсутствии роговой обманки. Кроме того, в количественном составе их наблюдаются незначительные вариации, что объясняется отсутствием следов ассимиляции и гибридности.

Таблица 3

Количественно-минералогический состав и № плагиоклаза плагиогранит-порфиров предверхнеюрского интрузивного комплекса

№ шлифов	Плагиоклаз	Кварц	Акцессории	№ плагиоклаза	
				Вкрапленников	Основной массы
979	50,7	49	0,3	8	6
1044	49,8	50	0,2	7	5
1082	51,6	48	0,4	7	3
1047	57,7	42	0,3	13	8
971	51,7	48	0,3	15	15
920	51,6	48	0,4	7	8
923	52,0	47	1	13	10
1099	52,7	47	0,3	8	5
987	51,4	48	0,6	14	11
1050	51,6	48	0,4	13	8
909	50,7	49	0,3	13	6

В этих породах вкрапленники присутствуют в обилии, но встречаются и разности с весьма редкими порфиroidными выделениями. Они представлены плагиоклазом и кварцем, количественное соотношение которых различное. Размеры их колеблются от 1,5 до 5,5 мм.

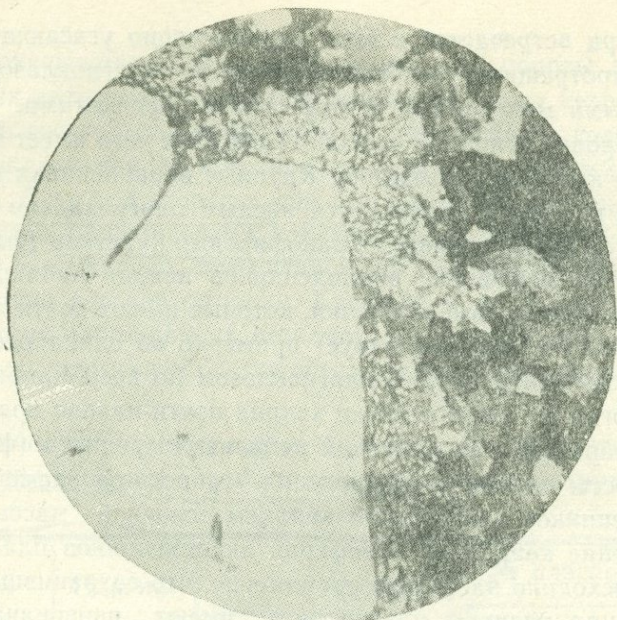
Плагиоклаз образует широкотаблитчатые кристаллы. Вкрапленники плагиоклаза составляют 10% общей массы плагиоклаза, а плагиоклаз основной массы — 90%. Исходя из этих цифр, был вычислен средний состав плагиоклаза для всей породы в целом, что соответствует № 8.

Кварц встречается в виде неравномерно угасающих зерен, микротрещинки которых выполнены плагиоклазом, акцессорными минералами и вторичными продуктами. Часто корродирован основной массой, вследствие чего имеет неправильные контуры разведания. Крупные вкрапленники кварца нередко по краям замещаются кислым плагиоклазом основной массы с образованием гранофировых участков (фиг. 10). Обычно на периферии вкрапленников кварца наблюдаются тонкие гранофировые оболочки, которые имеют почти равную мощность, что свидетельствует примерно об одинаковой скорости замещения кварца плагиоклазом по всем направлениям. Иногда же вкрапленники кварца почти нацело превращены в гранофир с сохранением небольшого реликта (фиг. 11). Еще часты случаи возникновения гранофира замещением вкрапленников плагиоклаза кварцем основной массы. Проникновение кварца по периферии вкрапленников плагиоклаза происходило настолько равномерно, что сохранившиеся от замещения реликты плагиоклаза имеют первоначальную призматическую форму. В более или менее крупных вкрапленниках как плагиоклаза, так и кварца констатируется несколько систем вростков, обладающих различной оптической ориентировкой. Таким образом, вышеизложенное не оставляет сомнения, что вкрапленники выделились до основной массы, на стадии кристаллизации которой, путем диффузионного проникновения компонентов магмы во вкрапленники возникли гранофиры.

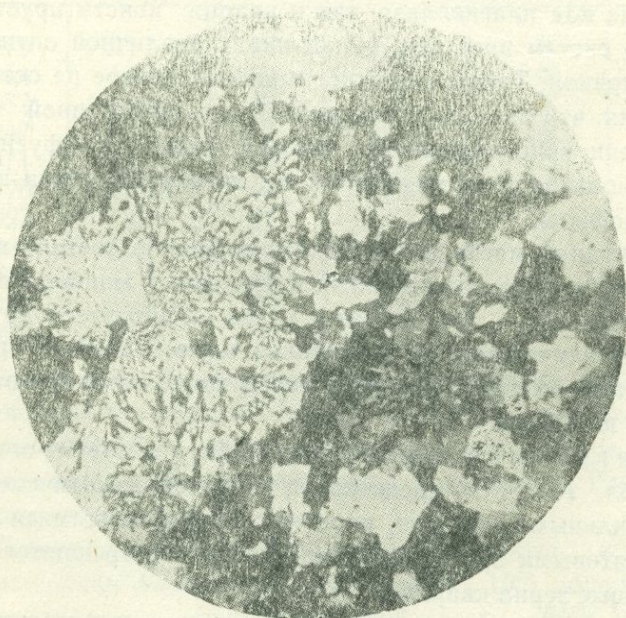
Основная масса плагиогранит-порфиров состоит из плагиоклаза, кварца, акцессорных и вторичных минералов. Главные минералы — плагиоклаз и кварц — присутствуют в различных количествах, но плагиоклаз часто несколько преобладает. Размеры зерен основной массы колеблются от сотых долей мм до 0,5 мм.

Плагиоклаз относится к альбиту и альбит-олигоклазу (табл. № 3). Он представлен короткопризматическими и неправильными зернами, нередко прорастающимися микропегматитовыми вростками кварца. В нем встречаются и пойкилитовые зерна кварца.

Кварц образует неправильные зерна, содержащие мелкие реликты плагиоклаза с неправильными контурами разье-



Фиг. 10



Фиг. 11

дания. Это говорит об имевших место реакционных взаимоотношениях между плагиоклазом и кварцем. В последнем иногда констатируются две системы оптически различно ориентированных реликтов плагиоклаза.

Акцессорные минералы—магнетит, титано-меллитит, циркон, рутил и апатит. Акцессории по морфологическим особенностям и взаимоотношениям с главными минералами пород весьма сходны с таковыми плагиогранитов. Здесь также они образуют мелкие зерна, выполняющие промежутки между минералами основной массы и микротрещинки вкрапленников. Некоторая часть их располагается в кварце и плагиоклазе основной массы.

В плагиогранит-порфирах намечается следующий порядок кристаллизации минералов: а) кварц и плагиоклаз I генерации (вкрапленники); б) плагиоклаз и кварц II генерации, незначительная часть акцессориев; в) кварц III генерации и главная часть акцессорных минералов.

Плагиогранит-порфиры подвержены пелитизации, альбитизации, лимонитизации, серицитизации, иногда хлоритизации, эпидотизации и карбонатизации. Наиболее часто проявляющимся постмагматическим процессом является альбитизация, благодаря чему плагиоклаз всюду преобразован в альбит и альбит-олигоклаз. Содержание карбоната и эпидота не превышает 1—2% и хлорита — 10%. Редко наблюдаются вторичный сфен и мусковит.

Постмагматические минералы в виде неправильных зерен и тонких чешуек метасоматически развиваются по плагиоклазу, иногда располагаются также в промежутках между плагиоклазом и кварцем и в микротрещинках пород.

В двух шлифах встречена также вторичная роговая обманка, которая развивается по плагиоклазу и отчасти выполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза и кварца. Она образует мелкие радиальнолучистые, светло-зеленые зерна с неравномерным угасанием и слабым обычным плеохроизмом.

В табл. 4 приведены данные о химическом составе плагиогранит-порфиров. Анализы 909 и 979 произведены в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР аналитиками Г. Джрбашян и В. Бабаян. Анализ 144 заимствован у Ш. А. Азизбекова, а анализ 138а — у И. Н. Ситковского. 47

Химические составы плагиогранит-порфиров
предверхнеюрского интрузивного комплекса

Окислы и числа Завариц- кого	909	979	138а	144	Среднее из 4 анализов
SiO ₂	77,10	77,13	76,40	75,99	76,65
TiO ₂	0,18	0,19	—	0,30	0,17
Al ₂ O ₃	11,02	12,37	14,18	12,84	12,60
Fe ₂ O ₃	2,76	2,11	0,51	0,02	1,35
FeO	—	0,29	1,58	1,80	0,92
MnO	0,02	0,04	—	—	0,01
MgO	—	—	0,61	0,88	0,37
CaO	1,57	1,50	0,81	1,44	1,33
Na ₂ O	5,44	3,92	3,41	4,90	4,42
K ₂ O	1,05	1,16	0,72	0,49	0,85
ppp	2,00	2,02	0,82	0,98	1,45
H ₂ O	0,2	0,16	0,25	0,39	0,23
a	12,79	9,91	8,00	10,77	10,49
c	0,58	1,76	0,90	1,62	1,49
b	3,49	4,43	10,60	5,26	5,18
s	83,14	83,90	80,50	82,35	82,84
a'	—	55,88	74,00	41,8	50,00
f'	62,96	44,12	17,00	30,86	37,50
m'	—	—	9,00	27,16	12,50
c'	37,04	—	—	—	—
n	87,87	82,90	87,00	95,20	87,00

Как видно из таблицы, плагиогранит-порфиры отличаются от плагиогранитов повышенным содержанием кремнезема, окисла натрия, но пониженным—окислов кальция, магния и железа, что хорошо согласуется с данными по минералогическому составу обеих разновидностей пород. Плагиогранит-порфиры наподобие плагиогранитов характеризуются низким содержанием окислов калия, и потому они обладают отчетливо выраженным натриевым обликом.

3. Порфиroidные плагиограниты

Эти породы местами постепенно переходят в плагиогранодиориты вследствие уменьшения содержания кварца и возрастания вкрапленников плагиоклаза. Такие сравнительно основные разности не обнаруживают никакой связи с процессами ассимиляции и гибридизма.

В восточной части тела, где имеется достаточно большое количество ксенолитов порфиритов, они часто сменяются порфиroidными плагиогранодиоритами и иногда порфиroidными кварцевыми диоритами. Последние две разновидности относятся к породам эндоконтактовой фации, возникшие благодаря ассимиляции плагиогранитовой магмой вулканических пород основного состава. По петрографическому составу они тождественны породам фации эндоконтактов плагиогранитов (первая фаза).

Порфиroidные плагиограниты почти крупнозернистые розовато-серые породы с обилием порфиroidных выделений кварца и плагиоклаза, достигающих 1 см в длину. Структура порфиroidная с среднезернистой гипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Количественно-минералогический состав (в объемных %) их представлен в табл. 5.

Таблица 5

Количественно-минералогический состав и № плагиоклаза порфиroidных плагиогранитов предверхнеюрского интрузивного комплекса

№ № шлифов	Плагиоклаз	Кварц	Калиевый полевой шпат	Роговая обманка	Акцессории	№ плагиоклаза	
						вкрапленников	основн. массы
1113	44,9	42	10	2,7	0,4	27	8
1118	59	27	8	5,4	0,6	25	7
1174	49	35	11	3,0	2,0	42	14
1266	56	33	4	6,2	0,8	33	15
1105	46,5	43	8	1,5	1,0	32	6
1348	57,5	33	8	—	1,5	26	5
1084	50	27	7	12	4	46	31
1339	65	28	2	4	1	28	13
1262	62	34	1,5	1,5	1	26	6
1263	56,5	36	1	5	1,5	37	26
1307	54,5	38	6	1,5	1	30	7

Из таблицы вытекает, что эти породы отличаются от предыдущих присутствием значительного количества калиевого полевого шпата. По содержанию кварца и основности плагиоклаза они занимают промежуточное положение между плагиогранитами и плагиогранит-порфирами.

Порфиroidные выделения и основная масса присутствуют в различных количествах, но обычно первые преобладают над основной массой. Иногда последняя доходит до ничтожного количества, и потому такие разности выглядят как крупнозернистые равномернозернистые породы. Порфиroidные выделения представлены преобладающим плагиоклазом и кварцем.

Плагиоклаз образует идиоморфные широкотаблитчатые и призматические кристаллы (3—5 мм), содержащие более мелкие зерна плагиоклаза и роговую обманку. Нередки простые двойники с двумя широкими индивидами. В кристаллах проявляется зонарность нормального типа, причем в одном и том же шлифе встречаются различной степени зонарные кристаллы — от сильных до слабых. Плагиоклаз часто окружен тонкой каемкой прозрачного олигоклаза и сильно пелитизированным калиевым полевым шпатом. Иногда по краям замещается минералами основной массы. Вкрапленники плагиоклаза составляют 55% общего количества плагиоклаза, а плагиоклаз основной массы — 45%. На основании этих данных вычислен средний состав плагиоклаза для пород в целом, отвечающий № 24, 75.

Порфиroidные выделения кварца представлены крупными (4—9 мм) трещиноватыми зернами, содержащими мелкие кристаллы плагиоклаза. Микротрещинки выполнены компонентами основной массы, что указывает на первичный характер трещинок. Вкрапленники кварца обладают крайне неправильными контурами вследствие магматической коррозии.

Основная масса порфиroidных плагиогранитов состоит из плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, роговой обманки, аксессуарных и вторичных минералов. Размеры их колеблются от 0,6 до 3 мм.

Первые два минерала принадлежат к двум генерациям, что доказывается по непосредственным реакционным замещениям. Плагиоклаз первой генерации образует коротко-

призматические кристаллы с проявлением слабой зонарности нормального типа; по составу отвечает № 26—31. Плагноклаз второй генерации представлен более мелкими таблитчатыми и неправильными зернами, имеющими состав альбит-олигоклаза и кислого олигоклаза. Кварц первой генерации присутствует в виде изометричных зерен, ассоциирующих с плагноклазом первой генерации. Более поздний кварц в виде мелких ксеноморфных зерен совместно с плагноклазом второй генерации выполняет промежутки тех же минералов первой генерации. Нередко ранние генерации плагноклаза и кварца замещаются более поздними, причем реакционное явление сильно проявляется между плагноклазом и кварцем. В последнем нередко наблюдаются реликты плагноклаза с контурами разъедания.

Калиевый полевой шпат чаще всего представлен микроклином с решетчатой структурой, замаскированной иногда пелитизацией. Он обычно образует совершенно ксеноморфные зерна, приуроченные к промежуткам между другими минералами; редко встречается в виде призматических кристаллов. Прорастается небольшим количеством микропертитовых ростков альбита. Более сильно пелитизирован, чем плагноклаз.

Значительная часть калиевого полевого шпата возникла в связи с внедрением аляскитовых гранитов, о чем было сказано в соответствующем разделе.

н.е. кр-м.е.с.е.м.е.т.и.е.н.и.е.!

Результаты измерения калиевого полевого шпата приведены в табл. 6. Таблица 6

№№ шлифов	⊥ (001)		
	Ng	Nm	Np
1266	88°	16°	75°
1105	88°	14°	85°
1348	86°	14°	80°
1054	82°	14°	77°
1167	86°	12°	80°
1167 ¹	84°	14°	79°
1118	88°	18°	74°
1174	81°	12°	78°
1113	87°	12°	88°
1174	89°	8°	85°
1307	90°	9°	83°

Как видно из таблицы, по ориентировке оптической индикатрисы калиевый полевой шпат принадлежит как к микроклину, так и к ортоклазу. Большой частью он ближе стоит к триклинному ряду. По 20 измерениям угол оптических осей колеблется от 68 до 88°.

Можно различить три генерации роговой обманки: первая, образующая сравнительно крупные (2—3 мм) призматические кристаллы, ассоциирующие с вкрапленниками плагиоклаза; вторая, представленная мелкими короткопризматическими кристаллами, встречающимися совместно с плагиоклазом первой генерации основной массы, и третья, расположенная в виде мелких неправильных зерен в промежутках между кристаллами плагиоклаза первой генерации основной массы. Роговая обманка первой генерации иногда замещается полевыми шпатами и кварцем основной массы. Роговая обманка обычно разложена, что исключает возможность установления различия в оптических свойствах отдельных генераций: у первой генерации $CNg = 18-20^\circ$, $Ng-Np = 0,016$, реже $0,023$, $2v = -72 - 74^\circ$. Плеохроизм слабый: по Ng — светло-зеленый, зелено-синеватый, по Np — светло-желтый, бесцветный.

Описываемые породы с центра к периферии тела постепенно переходят в мелкозернистые разновидности, характеризующиеся: а) мелкими размерами (от 0,1 до 0,3, реже 0,6 мм) компонентов основной массы; б) пониженным содержанием калиевого полевого шпата; в) склонностью основной массы к аплитовой структуре.

Акцессорными минералами порфирированных плагиогранитов являются магнетит, титано-магнетит, циркон, апатит, сфен и рутил, причем первые два резко преобладают. В породах фации эндоконтактов их содержание заметно возрастает, особенно магнетита и титано-магнетита. Исключение составляет циркон, количество которого, наоборот, понижается в гибридных разновидностях.

В измененных порфирированных плагиогранитах сфена больше, чем в предидущих породах. Однако он преимущественно постмагматический и развивается по титано-магнетиту и огчасти амфиболу. Иногда в породе весь титано-маг-

нитит замещен сфеном, включающим в себя разъединенные реликты первого.

Акцессорные минералы в виде единичных кристаллов располагаются в главных породообразующих минералах. Форма кристаллов апатита ранней генерации обычно игольчатая. Сфен ранней генерации сходен с таковым плагиогранитов.

Главная часть акцессориев ассоциирует с минералами поздних генераций и располагается в их интерстициях. Это особенно относится к черным рудным минералам, часто приуроченным к промежуткам между зернами полевых шпатов.

На основании вышеприведенных данных можно наметить следующий порядок кристаллизации порфиридных плагиогранитов: а) плагиоклаз и кварц I генерации (вкрапленники), возможно роговая обманка I генерации; б) роговая обманка, плагиоклаз, кварц II генерации, некоторая часть акцессориев и, возможно, калиевого полевого шпата; в) роговая обманка, плагиоклаз, кварц III генерации, главная масса калиевого полевого шпата и акцессорных минералов.

Аутометаморфизм порфиридных плагиогранитов выражается в их хлоритизации, пелитизации, серицитизации, эпидотизации, карбонатизации и альбитизации. Карбонатизация значительно сильнее проявлена по периферии тела, где мелкозернистые разновидности нередко секутся микрожилами карбоната. Хлорит и карбонат развиваются по плагиоклазу и роговой обманке, причем хлоритизация амфибола сопровождается выделением магнетита. Отмечаются случаи замещения эпидота хлоритом, хлорита — карбонатом, альбита — эпидотом и хлоритом. Хлорит светло-зеленый, типа пенниниа. Эпидот встречается в виде мелких светло-желтых агрегатов, ассоциирующих с хлоритом. Мелкие зерна эпидота заключены иногда в хлорите. Редко констатируется вторичная роговая обманка, которая либо развивается по плагиоклазу в виде мелких неправильных светло-зеленых зерен, либо располагается в промежутках между породообразующими минералами в виде коричневых коротких призматических кристаллов. Плеохроизм ее слабый; схема абсорбции обычна; спайность неотчетлива; $CNg = 18-20^\circ$, $Ng-Np = 0,020-0,023$, $2v = -75^\circ$.

К юго-востоку от вершины г. Гей-даг на небольшом участ-

же встречены кварц-альбит-эпидотовые породы, возникшие метасоматическим преобразованием порфиридных плагиогранитов. Они состоят из 40% эпидота, 35% кварца, 20% альбита и 5% хлорита.

Под микроскопом по непосредственным реакционным замещениям вполне устанавливается последовательность метасоматических процессов — сначала происходила альбитизация, затем эпидотизация, после чего хлоритизация. Местами сохранились слабо измененные реликты исходной породы.

Нацело альбитизированные кристаллы плагиоклаза замещаются псевдоморфозным агрегатом эпидота с примесью небольшого количества вторичного кварца. Среди агрегатов эпидота наблюдаются мелкие реликты альбита с крайне неправильными контурами разъедания. Нередко эпидот в свою очередь замещается хлоритом. Последний непосредственно замещает также альбит. Часто отмечаются темноватые, слабо действующие на поляризационный свет агрегаты, состоящие из недоразвитых зерен эпидота.

Калиевый полевой шпат замещен альбитом, причем некоторые его зерна альбитизированы частично. Первичный кварц почти не изменен, только редко замещается альбитом. Эпидот слабо желтоватый или бесцветный; плеохроизм не заметен, что указывает на малое содержание железа. Пятнистая интерференционная окраска обычно низкая и редко доходит до индиго третьего порядка, что также указывает на малое содержание железа. Вторичный кварц встречается в виде мелких зазубренных прозрачных зерен в промежутках между зернами эпидота. Хлорит образует неправильные пластинки и чешуйки; светло-зеленый со слабым плеохроизмом; угасание прямое.

В табл. 7 приведены данные о химическом составе описываемых пород. Анализы 1105 и 1307 произведены в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР аналитиками Г. Джрбашян и В. Бабалян; анализ 125 заимствован у И. Н. Ситковского, а остальные анализы — у Ш. А. Азизбекова.

Как явствует из таблицы, рассматриваемые породы, по сравнению с предыдущими двумя типами, содержат больше окисла калия, в силу чего в них появляется калиевый полевой шпат. Кроме того, они отличаются от плагиогранитов повы-

шенным содержанием кремнезема и пониженным — извести и глинозема, а от плагногранит-порфиров отличаются пониженным количеством кремнезема, окисла натрия и повышенным — окислов железа, магния, кальция. Все это хорошо согласуется с данными по минералогическому составу трех главных типов интрузивных пород. Анализ 1105 представляет чистую породу главной интрузивной фации, лишенную следов ассимиляции и гибридизма. Анализ 240 характеризуется пониженным содержанием кремнезема и соответствует гибридным породам плагногранодиоритового состава.

В таблице 8 приведен химический анализ кварц-альбит-эпидотовой породы, возникшей метасоматическим путем за счет резкопорфировидных плагногранитов.

Сопоставление данных в таблицах 7 и 8 показывает, что при образовании этих пород были привнесены железо, магний, но был вынесен глинозем.

Таблица 7

Химические составы порфировидных плагногранитов
предверхнеюрского интрузивного комплекса

Окислы и числа За- варицкого	1105	1307	—	240	125	Среднее из 5 анализов
SiO ₂	76,22	73,51	72,12	68,71	74,90	73,09
TiO ₂	0,24	0,28	0,17	0,30	—	0,19
Al ₂ O ₃	11,61	12,68	12,19	12,78	15,48	12,94
Fe ₂ O ₃	2,19	2,03	0,03	2,16	0,07	1,29
FeO	0,58	1,47	3,16	3,01	0,57	1,75
MnO	—	0,07	—	—	—	0,01
MgO	—	2,05	1,17	0,96	1,14	1,06
CaO	2,21	0,57	3,67	2,18	1,28	1,98
Na ₂ O	3,14	3,27	3,82	4,96	2,58	3,55
K ₂ O	2,11	1,36	2,00	1,95	1,28	1,74
ppp	2,40	2,53	0,74	2,60	0,50	1,75
H ₂ O	0,16	0,20	0,24	0,59	0,84	0,40
a	9,62	8,70	10,88	13,62	7,50	9,97
c	2,60	0,70	2,52	1,62	1,50	2,39
b	2,81	12,08	6,77	7,35	11,80	6,52
s	84,97	78,52	79,83	77,41	79,50	81,12
a'	14,29	48,68	—	—	80,00	30,61
f'	85,71	24,34	43,14	64,22	5,00	41,84
m'	0	26,98	29,41	22,02	15,00	27,55
c'	—	—	27,45	13,76	—	—
n	69,44	77,80	74,39	79,20	75,00	76,00

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ППП	H ₂ O
73,50	0,30	9,29	6,27	1,32	0,10	2,56	2,50	2,83	1,16	1,10	0,10

4. Аляскитовые граниты

Эти породы характеризуются однородным петрографическим составом по всему интрузиву. В них видимых следов явлений контаминации не обнаружено. По всей вероятности, они представляют продукт кристаллизации исходной аляскитовой магмы.

Макроскопически это равномернозернистые, совершенно лейкократовые, розового цвета породы. Под микроскопом структура гипидиоморфнозернистая и переходная от последней к аплитовой. Минералогический состав их определяется присутствием кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, реже биотита. Акцессорные минералы — магнетит, циркон; вторичные — серицит, хлорит, каолин, реже лимонит, сфен.

Количественно-минералогический состав и результаты измерения номера плагиоклаза приведены в табл. 9.

Таблица 9

Количество-минералогический состав и № плагиоклаза аляскитовых гранитов предверхнеюрского интрузивного комплекса

№ № шли фоз	Плагио- клаз	Кварц	Калиевый полевшпат	Биотит	Акцес- сории	№ пла- гиоклаза
1133	23	48	28,8	—	0,2	4
1133 ¹	22	46	31,7	—	0,3	6
1139	22,8	43	34	—	0,2	9
1141	25	44	29	1,5	0,5	9
1134	23	47,7	29	—	0,3	7
1135	25	44	30	0,6	0,4	12
1136	22	48	29,7	—	0,3	5
1137	23,6	46	30	—	0,4	9
1138	25	46	28,7	—	0,3	11
1140	23	48	28,6	—	0,4	6
1142	25	44	30	0,5	0,5	11

Приведенная таблица показывает, что в содержании минералов значительных колебаний не наблюдается. Состав плагиоклаза также устойчив и обычно относится к ряду альбита.

Аляскитовые граниты отличаются от предыдущих трех типов пород повышенным содержанием калиевого полевого шпата. Но количество последнего в них все же меньше, по сравнению с нормальными аляскитами.

Калиевый полевой шпат представлен интенсивно пелитизированными неправильными зернами. В центральной части интрузива встречаются также более или менее идиоморфные таблитчатые кристаллы. Размеры — от десятых долей мм до 1,6, реже 2 мм.

Как видно из приведенной таблицы 10, калиевый полевой шпат чаще всего ближе стоит к триклинному ряду.

Таблица 10

№ № шлифов	2V	⊥ (001)		
		Ng	Nm	Np
1133	68—80°	84°	12°	80°
1133	72—82°	82°	14°	88°
1139	76—88°	82°	16°	81°
1141	80—85°	82°	18°	75°
1141	69—84°	90°	9°	70°
1139	68—86°	82°	15°	80°
1135	69—85°	88°	16°	76°
1136	80—88°	87°	12°	85°
1137	69—88°	88°	18°	73°
1138	69—84°	85°	14°	79°
1140	65—83°	89°	9°	82°

Повсеместно он прорастается пертитовыми вростками альбита, образующими тонкие нитеобразные зерна, располагающиеся параллельно и перпендикулярно удлинению кристаллов. Эти две системы вростков альбита в пределах одного и того же зерна калиевого полевого шпата обладают различной оптической ориентировкой. Калиевой полевой шпат замещает плагиоклаз и в свою очередь замещается кварцем.

Реакционные явления более сильно проявлены между калиевым полевым шпатом и кварцем, о чем свидетельствует наличие в последнем многочисленных реликтов калиевого полевого шпата с контурами разъедания.

Интенсивность реакционных явлений увеличивается в направлении с центра к периферии интрузива, где, по-видимому, происходило накопление летучих компонентов.

Плагиоклаз образует таблитчатые и призматические кристаллы размерами 0,8—1,3 мм, реже 1,8 мм. Он подвержен в меньшей степени, чем калиевый полевой шпат, пелитизации и отчасти серицитизации. Часто окружен каемкой калиевого полевого шпата.

Кварц встречается в виде неправильных и изометрических зерен, обладающих почти одинаковой с калиевым полевым шпатом степенью идиоморфизма. Размеры—от десятых долей мм до 1, реже 2 мм. Местами образует небольшие скопления, лишенные полевошпатовых зерен.

Содержание биотита ничтожное и редко доходит до 1,5%. Обычно разложен и замещен либо серицит-мусковитовым агрегатом, либо хлоритом с примесью магнетита и сфена. Вследствие хлоритизации имеет зеленоватый оттенок со слабым плеохроизмом. Биотит выделился после полевых шпатов и, возможно, даже после кварца, так как иногда располагается в промежутках между кристаллами кварца.

Магнетит и циркон встречаются в виде единичных, весьма мелких зерен. Они также образовались в последние стадии кристаллизации аляскитов.

Недалеко от описанных пород, среди плагиогранитов в некоторых местах (в 2 км к юго-востоку и в 3 км к северо-востоку от вершины г. Гей-даг) встречены незначительные выходы аляскитовых гранитов, характеризующихся более мелкозернистым строением, несколько повышенным содержанием биотита (иногда достигает 3%) и плагиоклаза.

В табл. 11 приведен химический анализ аляскитовых гранитов произведенный в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР аналитиками Г. Джрбашян и В. Бабаян.

Анализируемая порода по химизму ближе всего стоит к аляскитам. Они отличаются от среднего аляскита по Дэли

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Feo	Mno	Mgo	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ppn	H ₂ O
80,50	0,08	7,94	3,13	0,29	—	0,22	0,28	4,16	3,01	0,20	0,03

повышенным содержанием кремнезема и пониженным — окисла калия, общей суммы щелочей и глинозема. В ней количество окисла калия больше, чем в породах предыдущих фаз.

Г. ПОРОДЫ ЖИЛЬНОЙ ФАЗЫ

Жильные породы, связанные с прелверхнеюрскими интрузивами, пользуются незначительным распространением. Они характеризуются и небольшим разнообразием петрографического состава. Нами констатировано наличие плагиоаплитов, плагиоаплит-порфиров, аплитов и диорит-порфиров. Все эти разновидности пространственно разобщены и потому в поле не представлялось возможным выяснить их возрастное соотношение. Диорит-порфиры нами относятся к жильным породам второго этапа, а остальные — к породам первого этапа¹.

Диорит-порфиры значительно отходят от обнажающихся интрузивов (иногда 2—3 км) и только редко в виде единичных даек встречаются в плагиогранитах (первая фаза) и порфировидных плагиогранитах (вторая фаза). Подобных жильных пород в аляскитовых гранитах (третья фаза) не обнаружено.

Намечается определенная закономерность в пространственном размещении жильных пород первого этапа — плагиоаплиты приурочены к породам первой фазы, плагиоаплит-порфиры — к породам второй фазы и аплиты — к породам третьей фазы. Отсюда и очевидна их пространственная разобщенность.

¹ Все эти термины употребляются в понимании В. С. Контева-Дворникова (1952, 1955).

На основании непосредственных пересечений доказываются принадлежность плагиоаплитов к двум генерациям.

Устанавливается определенная зависимость между составом жильных пород первого этапа и интрузивами. Они повторяют детали петрографического состава вмещающих их пород главной интрузивной фации. Если сопоставить между собой данные, приведенные в табл. 12, 9, 5, 1, то легко убедиться, что по петрографическому составу жильные породы первого этапа (табл. 12) весьма сходны с соответствующими вмещающими их породами главной интрузивной фации (табл. 1, 5, 9). Только отличаются они несколько повышенной кислотностью и в большинстве случаев полным отсутствием цветных минералов.

Такая причинная зависимость состава жильных образований от пород главной интрузивной фации, несомненно, свидетельствует об их тесной генетической связи.

Хотя диорит-порфиры по петрографическому составу значительно отличаются от интрузивов, но по некоторым геохимическим признакам, как ниже увидим, сходны с породами первой и второй фаз внедрения.

Во всех интрузивах встречаются также маломощные (от 0,2 до 3 см) кварцевые жилы, в расположении которых никакой закономерности не усматривается. Они пользуются большим развитием особенно в дополнительных интрузивах плагиогранит-порфиров, где принадлежат, по крайней мере, к трем генерациям.

В 5 км к юго-западу от с. Берд в русле р. Тауз, среди пород первой фазы плагиоаплитовые жилы пересекаются кварцевыми жилами двух поколений, чем и устанавливается более поздний возраст кварцевых жил (фиг. 12).

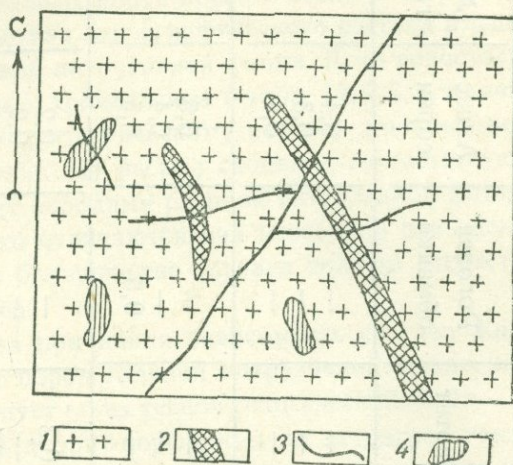
Плагиоаплиты образуют крутопадающие мелкие жилы (мощностью несколько см), простирающиеся преимущественно в северо-западном направлении. Макроскопически это равномернозернистые светло-розовые породы. От вмещающих плагиогранитов они резко отличаются тонкозернистой аплитовой структурой (фиг. 13). Главные минералы их — плагиоклаз и кварц, причем первый преобладает над вторым. В незначительном количестве присутствует калиевый полевой шпат. Аксессуарные минералы — магнетит, титано-магнетит,

Количественно-минералогический состав и № плагиоклаза
 жильных пород первого этапа предверхнеюрских интрузинов

№ № шлифов	Плагио- клас	Кварц	Калиевый пошшпат	Биотит	Роговая обманка	Акцес- сории	№ пла- гиоклаза
I	1098 ₁	50	49	0,6	—	0,4	14—17
	1098	48,7	48	3	—	0,3	12—14
	1206 _a	50,6	48	1	—	0,4	11—16
II	1256 ₁	51,5	44,5	3,5	—	0,5	18—34
	1262 ₁	49	45	5,6	—	0,4	5—25
	1256	45,5	46,5	7	—	0,5	12—30
III	1196	15,5	49	36	0,3	0,2	4—10
	1179	23,2	48,8	27,8	—	0,2	5—13
	1197	25	47,7	26,7	0,3	0,3	7—15

апатит, циркон, весьма редко сфен; вторичные — альбит, серицит, реже хлорит, эпидот.

Масштаб 1:10



1. Плаггиогранит, 2. Жилы плаггиоалита, 3. Жилы кварца, 4. Ксенолиты эффузивов.

Фиг. 12

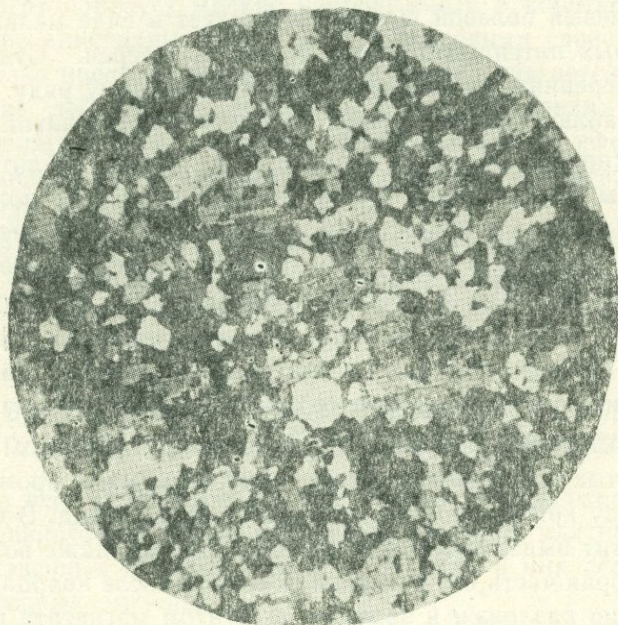
Плагиоклаз представлен короткопризматическими, изометрическими и неправильными кристаллами, нередко подверженными альбитизации, пелитизации и отчасти серицитизации. По составу относится к альбит-олигоклазу и олигоклазу. В нем встречаются каплеобразные пойкилитовые включения кварца.

Кварц образует изометричные и неправильные зерна, содержащие иногда неправильные кристаллы плагиоклаза.

Акцессорные минералы в виде единичных зерен располагаются в главных минералах и их интерстициях. Из них апатит представлен тонкими иглообразными кристаллами, приуроченными к плагиоклазу. Такие же иглообразные кристаллы апатита, ассоциирующие с плагиоклазом, наблюдаются во вмещающих плаггиогранитах.

Плаггиоалит - порфиры контролируются мелкими крутопадающими трещинами северо-западного простирания. Мощность их жил не превышает 8—10 см. Макроско-

тически они почти среднезернистые серо-розовые породы, обнаруживающие под микроскопом отчетливо выраженную порфириовидную структуру с мелкозернистой аллотриоморфнозернистой структурой основной массы. В последней выделяются в той или иной степени корродированные вкрапленники широкотаблитчатого плагиоклаза и изометричного кварца. Плагиоклаз по составу отвечает кислому андезину. Он иногда окружен каемкой альбита и альбит-олигоклаза.



Фиг. 13

Основная масса состоит из изометричных и неправильных зерен неотчетливо сдвойникового плагиоклаза (№ 5-18) и кварца, а также единичных кристаллов разложившейся роговой обманки, лимонитизированного магнетита, титаномагнетита, буроватого сфена, иглообразных зерен апатита и весьма мелких призмочек циркона. Вторичные минералы — каолин, серицит, хлорит и эпидот.

Из аксессуарных минералов наиболее поздним, по-видимому, является сфен, поскольку чаще всего он приурочен к промежуткам между кристаллами плагиоклаза и кварца основной массы.

А п л и т ы образуют мелкие крутопадающие жилы северо-западного и северо-восточного простирания. Они тонкозернистые розовые породы. Под микроскопом структура типично аплитовая с гранофировыми участками. Минералогический состав их представлен калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, кварцем, реже биотитом. Акцессорные минералы — магнетит, циркон; вторичные—каолин, серицит, хлорит, изредка магнетит.

Калиевый полевой шпат присутствует в виде мелких неправильных интенсивно пелитизированных зерен. Судя по трем измерениям, он ближе стоит к триклинному ряду. В его зернах наблюдаются мельчайшие микропертиты альбита.

Плагиоклаз образует неправильные, редко таблитчатые кристаллы, окруженные тонкой каемкой калиевого полевого шпата. Двойники его простые и тонкополисинтетические. Таблитчатые кристаллы по составу отвечают альбит-олигоклазу и даже олигоклазу, а неправильные зерна — альбиту.

Кварц встречается изометричными зернами, крупные из которых содержат крайне разъеденные реликты полевых шпатов, имеющие различную оптическую ориентировку.

Биотит присутствует в виде мелких неправильных, редко таблитчатых пластинок, нередко приуроченных к промежуткам между кристаллами полевых шпатов и кварца. В основном, биотит выделился после полевых шпатов, даже возможно некоторая часть его кристаллизовалась после кварца. Биотит обычно разложен и замещен агрегатом магнетита и хлорита.

Акцессорные минералы встречаются в виде весьма мелких единичных кристаллов.

Диорит порфириты контролируются более крупными тектоническими трещинами различного направления. Они образуют крутопадающие дайки мощностью 1,2—3 м. В центральных частях даек это мелкозернистые темно-серые породы, которые по краям постепенно сменяются тонкозернистыми темно-зеленоватыми разновидностями.

Под микроскопом структура отчетливо выраженная порфировая с микролитовой, пилотакситовой и аллотриоморфнозернистой структурой основной массы.

Вкрапленники представлены плагиоклазом, реже роговой обманкой и единичными зернами авгита.

Плагиоклаз образует идиоморфные призматические кристаллы. Состав его колеблется от № 35 до № 48.

Роговая обманка встречается в виде призматических сильно хлоритизированных кристаллов с низкими интерференционными окрасками. $CNg = 15-18^\circ$, $Ng-Np = 0,015-0,018$, $2v = -75^\circ$.

Авгит образует мелкие неправильные и короткопризматические кристаллы с обычными оптическими свойствами.

Резко преобладающая основная масса слагается из микролитов, лейстов, неправильных и короткопризматических зерен плагиоклаза, магнетита, титано-магнетита, сфена, апатита, иногда разложившейся роговой обманки, хлорита, серицита, эпидота и карбоната.

На основании вышеизложенного материала составлена схема формирования предверхнеюрского интрузивного комплекса, представленная в табл. 13.

Д. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ И МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ИНТРУЗИВНЫХ И ЖИЛЬНЫХ ПОРОДАХ

Из всех генетических типов пород предверхнеюрского интрузивного комплекса отбирались образцы для получения искусственных шлихов¹ с целью изучения в них ассоциации акцессорных минералов.

Во всех искусственных шлихах преобладают магнитная и легкая фракции, затем идет электромагнитная фракция, которая резко подчинена неэлектромагнитной тяжелой фракции. Количественно-минералогический состав последней фракции приведен в табл. 14.

Помимо указанных в таблице минералов, в тяжелой фракции попадают барит, сфалерит, галенит, халькопирит и пирит. В породах дополнительных интрузивов в виде единичных зерен встречена также киноварь.

¹ Все пробы для искусственных шлихов из пород Сомхесто-Кафанской зоны отбирались весом до 10 кг, причем в каждую пробу включалось несколько образцов одной и той же породы.

Схема формирования предверхнеюрского интрузивного комплекса Сомхето-Кафанской тектонической зоны

Фазы внедрения	Собственно интрузивная фаза		Фация сателлитов	Фаза дополнительных интрузивов	Фаза жильных пород	
	Главная интрузивная фация	Фация эндоконтактов			Первый этап	Второй этап
I	Плагиограниты	а) Плагиогранодиориты б) Кв. диориты	Мелкозернистые плагиограниты	Плагиогранит-порфиры	Плагиоаплиты	Диорит-порфиры
II	Порфировидные плагиограниты	а) Порфировидные плагиогранодиориты б) Порфировидные кв. диориты	Порфировидные плагиограниты	—	Плагиоаплит-порфиры	Диорит-порфиры
III	Аляскитовые граниты	—	—	—	Граноаплиты	—

Состав тяжелой неэлектромагнитной фракции (в %) искусственных шлихов из пород предверхнеюрского интрузивного комплекса

Фазы внедрения	Породы	№№ проб	Циркон	Апатит	Сфен	Рутил (анатаз)
I	Главной интрузивной фации	1002	70,50	9,90	8,60	11,00
		924	68,60	11,00	9,40	11,00
		900	59,00	16,50	12,00	12,50
		1008	60,00	15,50	13,00	11,50
	Фации эндо-контактов	967	49,50	22,60	16,00	11,90
		980	45,50	28,60	14,80	11,10
	Дополнительных интрузивов	979	87,22	2,78	3,00	7,00
		922	82,60	7,40	3,50	6,50
		1047	84,00	8,00	4,40	3,60
	Жильной фазы I этапа	1098	87,00	7,40	3,00	2,60
	Жильной фазы II этапа	1076 ¹	40,60	28,70	24,00	7,70
II	Главной интрузивной фации	1113	76,36	6,82	6,82	10,00
		1114	73,72	9,30	5,98	11,00
		1348	71,50	9,00	8,00	11,50
		1307	72,80	9,00	9,40	8,80
	Фации эндо-контактов	8	50,50	20,00	16,50	12,00
		16 ³	47,00	22,90	20,10	10,00
	Жильной фазы I этапа	1256	87,50	7,00	4,00	1,50
	Жильной фазы II этапа	1268	43,70	26,30	23,10	6,90
III	Главной интрузивной фации	1133	97,83	2,17	—	—
		1139	96,40	3,00	0,60	—
		1136	98,80	1,20	—	—
		1140	97,50	2,00	0,50	—
	Жильной фазы I этапа	1196	98,60	1,40	—	—

Рассмотрение табл. 14 показывает следующее:

Породы первой и второй фаз и дополнительных интрузивов характеризуются одним и тем же комплексом акцессорных минералов представленных цирконом, апатитом, сфеном и рутилом. Для пород жильной фазы обоих этапов типична та же ассоциация акцессорных минералов.

В аляскитовых гранитах и связанных с ними жильных аплитах рутил исчезает, сфен встречается в виде единичных кристаллов, а количество апатита достигает ничтожного. Фактически для отмеченных пород руководящим акцессорным минералом можно считать только циркон.

Во всех породах среди акцессорных минералов доминирующим является циркон. В большинстве случаев апатит преобладает над сфеном, которым подчинен рутил. Первая тенденция отчетливо выражена у кислых представителей, а вторая тенденция — у пород фации эндоконтактов и жильной фазы второго этапа.

При переходе от пород главной интрузивной фации к породам фации эндоконтактов и от жильных образований первого этапа к таковым второго этапа намечается возрастание содержания апатита и сфена, но уменьшение циркона. Совершенно противоположная картина наблюдается в направлении от ранних гранитоидов к поздним и от пород главной интрузивной фации к породам дополнительных интрузивов и жильной фазы первого этапа.

Несколько иное поведение обнаруживает рутил, содержание которого в породах главной интрузивной фации и фации эндоконтактов не испытывает заметных колебаний. Однако при переходе от пород интрузивных фаз к дополнительным интрузивам и жильным образованиям первого этапа количество его значительно убывает. Обратное соотношение констатируется в направлении от ранних жильных пород к поздним.

Возрастание содержания апатита и сфена в породах фации эндоконтактов с доказанными признаками ассимиляции и гибридизма и их полное исчезновение или ничтожное количество в аляскитовых гранитах и связанных с ними жильных породах, лишенных объективных следов ассимиляции, свидетельствуют о том, что сфен и апатит своим происхождением

обязаны главным образом процессам ассимиляции и гибри-
дизма. С другой стороны, резкое увлечение отмеченных ак-
цессориев в жильных породах второго этапа указывает на яв-
ное гибридное происхождение последних, о чем неоднократно
отмечалось в литературе (В. С. Коптев—Дворников и др.).

В разновременно образовавшихся породах одноименные
акцессорные минералы отличаются друг от друга по некото-
рым типоморфным особенностям. Так, циркон аляскитовых
гранитов представлен двумя разновидностями, одна из которых
образует мелкие светло-желтые дипирамидальные кристал-
лы, а другая выражена еще более мелкими бесцветными ди-
пирамидальными кристаллами, иногда со слабо развитой
призмой. Циркон пород первой фазы и дополнительных ин-
трузивов представлен темно-серыми, светло-коричневыми и
розоватыми кристаллами укороченной дипирамидальной фор-
мы с хорошо развитой призмой. В порфириовидных плагиогра-
нитах циркон присутствует в виде светло-бурых и краснова-
тых укороченных дипирамидальных кристаллов со слабо раз-
витой призмой.

В породах первой фазы и дополнительных интрузивов
рутил образует красные и коричневые призматические кри-
сталлы, иногда с хорошо выраженной штриховкой. Встреча-
ется и анатаз в виде бипирамидальных зерен с отчетливо
выраженной поперечной штриховкой. Окраска его синевато-
серая, желтая и желтовато-красная. Рутил порфириовидных
плагиогранитов окрашен в оранжевый и красноватый цвета,
а анатаз — в желтовато-зеленый.

Более однообразным является сфен, представленный
обычно мелкими изометричными буроватыми и желтыми зер-
нами. Апатит развит в виде короткопризматических и удли-
ненных узкопризматических бесцветных кристаллов.

В табл. 15 показано поведение микроэлементов в акцес-
сорных минералах пород главных интрузивных фаций пред-
верхнеюрского возраста.

Отметим, что акцессорные минералы выделялись под би-
нокуляром. Все приводимые в работе спектральные анализы
акцессориев произведены в лаборатории НИГМИ СХХ Арм.
ССР.

Распределение микроэлементов в акцессорных интрузивных фазах предверхнеюр

Элементы	Ц и р к о н				А п а	
	I	II	III	IV	I	II
Кремний	>1	>1	>1	>1	>1	>1
Алюминий	0,001	0,1	0,01	0,1	0,1	0,1
Магний	0,001	0,001	0,001	0,001	0,01	0,1
Кальций	1	>1	0,1	0,01	>1	>1
Натрий	—	—	—	—	—	0,1
Барий	0,01	0,01	—	—	0,01	1
Стронций	—	—	—	—	—	0,1
Фосфор	0,1	0,1	—	—	>1	>1
Железо	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Титан	0,01	0,001	0,001	0,001	0,1	0,01
Ванадий	—	—	—	—	—	—
Марганец	—	—	—	—	0,001	0,001
Серебро	—	—	—	—	—	—
Медь	—	—	—	—	0,001	—
Ртуть	—	—	—	—	—	—
Цинк	—	—	—	—	—	—
Цирконий	>1	>1	>1	>1	0,01	0,1
Гафний	0,01	>0,01	0,01	0,01	—	—
Церий	—	0,1	—	0,1	—	0,01
Лантан	—	0,01	—	0,01	0,001	0,01
Иттрий	0,01	0,01	0,01	0,001	0,01	0,01
Иттербий	0,001	0,001	0,01	0,001	0,001	0,001
Ниобий	—	—	—	—	—	—
Скандий	—	—	—	—	—	—

Анализ приведенной таблицы позволяет прийти к следующим выводам:

а. Все акцессорные минералы, в независимости от их нахождения в породах разных фаз, характеризуются постоянным присутствием из группы петрогенных элементов кремния, алюминия, магния, кальция; из группы элементов железа — титана, железа и из редких элементов — циркония.

сорных минералах пород главного интрузивного комплекса

т и т		С ф е н			Р у т и л		
III	IV	I	II	III	I	II	III
>1	>1	>1	>1	0,1	0,01	1	1
>1	1	0,01	0,01	0,001	0,001	1	1
1	0,1	0,01	0,01	0,001	0,001	0,1	0,1
>1	1	>1	>1	0,1	—	0,1	0,1
—	—	—	—	—	—	—	—
0,1	—	0,01	—	0,01	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
>1	>1	—	—	—	—	—	—
0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,01	0,01	0,01
0,01	0,001	>1	>1	>1	>1	>1	>1
—	—	—	—	—	0,01	0,01	0,01
0,01	0,001	0,001	0,001	—	—	0,001	0,001
—	—	—	—	0,001	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,1	0,1	0,001	0,01	0,01	0,001	0,01	0,01
—	—	—	—	—	—	—	—
0,1	0,1	—	0,1	—	—	—	—
0,01	0,1	—	0,01	0,01	—	—	—
0,01	0,01	—	0,01	—	—	—	—
0,001	0,001	0,001	0,001	—	—	—	—
—	—	—	0,01	—	—	—	—
—	—	—	—	—	0,01	0,01	0,01
—	—	—	—	—	0,001	0,01	0,01

б) Содержание некоторых из перечисленных элементов несколько изменяется как в различных акцессориях, так и в одноименных акцессорных минералах разных пород. Например, содержание магния в цирконах обычно меньше, чем в остальных акцессориях; в апатитах циркония больше в сравнении со сфенами и рутилами; в последних больше железа, чем в остальных акцессориях; наблюдается тенденция к нараста-

нию содержания алюминия в апатитах и рутилах при переходе от ранних пород к поздним и т. д.

в) Некоторые редкие элементы обнаруживают отчетливую связь с определенными акцессорными минералами. Так, ванадий, скандий и ниобий типичны для рутилов; гафний — для цирконов; иттрий и иттербий — для цирконов и апатитов. Лантан и церий выявляют тенденцию к накоплению главным образом в апатитах, а также в цирконах и сфенах дополнительных интрузивов и аляскитовых гранитов.

г) Рутилы отличаются полным отсутствием лантана, церия, иттрия и иттербия, а цирконы — марганца. По степени загрязненности первое место занимают апатиты, затем идут сфены и цирконы. Рутилы являются сравнительно чистыми.

д) К непостоянным микроэлементам относятся натрий, стронций, медь и серебро, причем первые три встречены в апатитах пород первой фазы и дополнительных интрузивов.

Для выяснения поведения микроэлементов в породах предверхнеюрского интрузивного комплекса было произведено 250 спектральных полуколичественных анализов, из которых по 50 анализов для пород каждой интрузивной фазы и дополнительных интрузивов и 50 анализов — для пород жильной фазы. Результаты обработки этих анализов приведены в табл. 16.

Необходимо отметить, что все приводимые в настоящей работе спектральные анализы произведены в спектральных лабораториях АрмГУ, НИГМИ и частично ИГН АН Арм. ССР. Анализы сравнивались с кларками, вычисленными А. П. Виноградовым (1956).

С целью выявления характера пространственного распределения микроэлементов пробы для спектральных анализов отбирались из всех частей изученных нами интрузивов Сомхето-Кафанской зоны, причем точки опробования располагались почти равномерно.

Как вытекает из табл. 16, предверхнеюрские интрузивы и связанные с ними жильные образования характеризуются постоянным присутствием (во всех анализированных пробах) таких элементов, как титан, ванадий, медь, цирконий и галлий. Однако они обнаруживают различные содержания в породах разных фаз и фаций.

При переходе от ранних фаз к поздним и от пород главной интрузивной фации к породам дополнительных интрузивов и жильной фазы первого этапа намечается возрастание содержания циркония и галлия, но уменьшение титана.

Интересно поведение ванадия из группы железа, содержание которого примерно одинаково во всех породах и только увеличивается в породах фации эндоконтактов. В породах главной интрузивной фации ванадий присутствует ниже кларковых содержаний, а в породах фации эндоконтактов — несколько выше.

Медь встречается во всех пробах обычно в тысячных долях процента, за исключением краевых частей интрузивов, где наблюдается заметное повышение ее содержания.

В породах главной интрузивной фации первой и второй фаз никель, кобальт и хром являются редкостью. Частота их встречаемости возрастает в тех краевых частях интрузивов, которые контактируют с среднеюрскими эффузивами основного состава и характеризуются проявлением явлений ассимиляции и гибридизма. В аляскитовых гранитах они полностью отсутствуют. Это все дает основание предполагать, что отмеченные элементы из группы железа заимствовались из вмещающей среды.

Следует отметить, что главная часть ванадия из группы железа, по-видимому, привносилась из магматических источников, о чем свидетельствует его высокая и одинаковая частота встречаемости во всех без исключения породах главной интрузивной фации, жильных пород первого этапа и аляскитовых гранитах, лишенных следов ассимиляции и гибридизма.

Некоторые элементы типичны для определенных типов пород. Так, иттрий и иттербий являются характерными элементами для пород главной интрузивной фации первой и второй фаз, дополнительных интрузивов и жильных образований первого этапа, а олово — для аляскитовых гранитов.

Для рассматриваемого интрузивного комплекса одним из характерных микроэлементов является и бериллий, частота встречаемости которого увеличивается в породах с повышенной кислотностью. Бериллий встречается более, чем в кларковых содержаниях.

Распределение микроэлементов в породах

Фазы внедрения	Породы	Распределение микроэлементов в породах							
		Ti	V	Ni	Co	Cr	Cu	Zn	Pb
I	Главной интрузивной фации	100% ¹	100%	6%	4%	2%	100%	6%	6%
	Фации эндоконтактов	100%	100%	16%	8%	10%	100%	12%	14%
	Дополнительных интрузивов	100%	100%	4%	—	—	100%	8%	10%
	Жильной фазы I этапа	100%	100%	2%	2%	—	100%	4%	6%
	Жильной фазы II этапа	100%	100%	30%	16%	26%	100%	4%	2%
	Жильной фазы II этапа	100%	100%	30%	16%	26%	100%	4%	2%
II	Главной интрузивной фации	100%	100%	4%	2%	2%	100%	8%	8%
	Фации эндоконтактов	100%	100%	14%	6%	8%	100%	14%	16%
	Жильной фазы I этапа	100%	100%	2%	—	2%	100%	6%	2%
	Жильной фазы II этапа	100%	100%	28%	14%	24%	100%	2%	4%
III	Главной интрузивной фации	100%	100%	—	—	—	100%	6%	10%
	Жильной фазы I этапа	100%	100%	—	—	—	100%	2%	2%

1. Проценты показывают количество проб,

предверхнеюрского интрузивного комплекса

Mo	Ba	Sr	Sc	Be	Zr	Ga	γb	γ	Sn
4%	46%	40%	4%	88%	100%	100%	100×	100%	10%
—	50%	40%	—	80%	100%	100%	80%	76%	—
8%	40%	20%	4%	90%	100%	100%	100%	100%	14%
6%	10%	6%	4%	92%	100%	100%	100%	100%	12%
—	—	—	—	14%	100%	100%	30%	28%	—
12%	10%	4%	—	86%	100%	100%	100%	100%	8%
—	30%	10%	—	78%	100%	100%	86%	88%	—
8%	8%	4%	—	86%	100%	100%	100%	100%	6%
—	—	—	—	16%	100%	100%	26%	20%	—
10%	—	4%	—	96%	100%	100%	10%	10%	60%
12%	—	—	—	98%	100%	100%	8%	10%	62%

в которых обнаружен данный элемент

Барий и стронций тяготеют к породам первой и второй фаз, причем барий обнаруживает тенденцию к накоплению в породах фации эндоконтактов.

К редким микроэлементам относятся цинк, свинец, молибден и скандий. Последний обнаружен в единичных пробах пород первой фазы. Намечается тенденция к возрастанию частоты встречаемости цинка и свинца в породах фации эндоконтактов.

Е. КСЕНОЛИТЫ

В интрузивах первой и второй фаз встречаются ксенолиты вулканогенных пород, в расположении которых закономерности не усматривается. Их количество несколько увеличивается на периферии крупных интрузивов. Отмечаются также темные сгустки и мелкие участки с зазубренными контурами, представляющие разрозненные останцы ксенолитов.

Размеры ксенолитов колеблются в широких пределах—от 1 см до 1,5 м и более, но преобладают тела с величиной нескольких см.

Ксенолиты кварцевых плагиопорфиров верхнего байоса, благодаря сильной перекристаллизации, приобрели облик плагиогранитов. Это мелкозернистые полнокристаллические серо-розоватые породы, состоящие главным образом, из плагиоклаза и кварца (от 30 до 40%). Присутствуют также обыкновенная роговая обманка (от 0 до 8%), черные рудные минералы (до 5%), сфен (до 1%), апатит (ниже 1%), хлорит и эпидот.

Структура распространенных ксенолитов роговиковая и пойкилитовая. В них плагиоклаз образует неотчетливо сдвоенные кристаллы; по составу отвечает олигоклазу (№ 20—26), но нередко подвержен натриевому метасоматозу и преобразован в альбит (№ 5—9). Кварц присутствует в виде неправильных зерен, прорастающихся пойкилитовыми вростками плагиоклаза. Роговая обманка представлена неправильными, редко призматическими кристаллами. Черные рудные минералы в виде мелких изометрических зерен рассеяны в породе; располагаются в промежутках между кристаллами плагиоклаза и редко в главных породообразующих

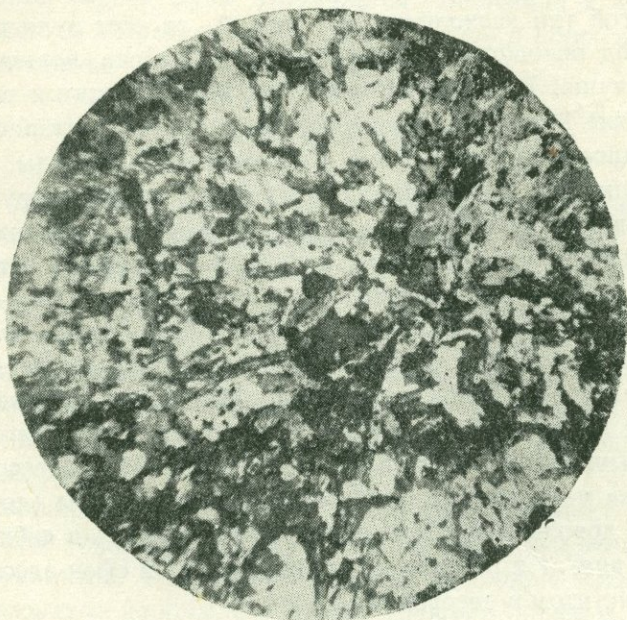
минералах. Сфен светло-коричневый и темно-бурый со слабым плеохронизмом. Первая разновидность встречается редко и ассоциирует с роговой обманкой, а вторая — приурочена к интерстициям плагиоклазовых кристаллов. Апатит в виде иглообразных кристаллов наблюдается внутри кварца и реже плагиоклаза.

Другой тип ксенолитов, возникший за счет вулканогенных пород основного состава среднего байоса, встречается гораздо чаще. В верхних горизонтах обнажающихся интрузивов такие ксенолиты имеют состав диоритов и кварцсодержащих диоритов. Это темные мелкозернистые породы, иногда с реликтовой порфировой структурой. Их микроструктура роговиковая. Они состоят из преобладающего плагиоклаза, обыкновенной роговой обманки (до 30%), кварца (от ничтожного до 8%), реже авгита. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, сфен. Главные минералы образуют мелкие, плотно прилегающие зерна. Полисинтетические двойники плагиоклаза выражены неотчетливо. По составу он отвечает андезину (№ 38—48). Роговая обманка зеленая и светло-зеленая с обычными оптическими свойствами. Из акцессорных минералов магнетит является резко доминирующим (до 8%); образует довольно крупные зерна, включающие в себя плагиоклаз, апатит и роговую обманку. Апатит и сфен ассоциируют с магнетитом и роговой обманкой.

С глубиной описанные ксенолиты обогащаются кварцем и приобретают состав кварцевых диоритов (фиг. 14). В них кварц распределяется неравномерно, что видно и из фиг. 14. Содержание роговой обманки и магнетита значительно уменьшается; плагиоклаз становится более кислым (№ 30—35); авгит полностью исчезает; кристаллы роговой обманки и плагиоклаза имеют призматический габитус.

В глубоко эродированных частях интрузивов ксенолиты основных эффузивов среднего байоса приобретают облик полнокристаллических интрузивных пород, обладающих гипидиоморфнозернистой структурой (фиг. 15). Они имеют более светлые оттенки и по составу отвечают плагиогранодиоритам. Кстати сказать, что в районах развития таких ксенолитов среди интрузивных пород первой фазы внедрения нередко встречаются хаотично распределенные участки плаги-

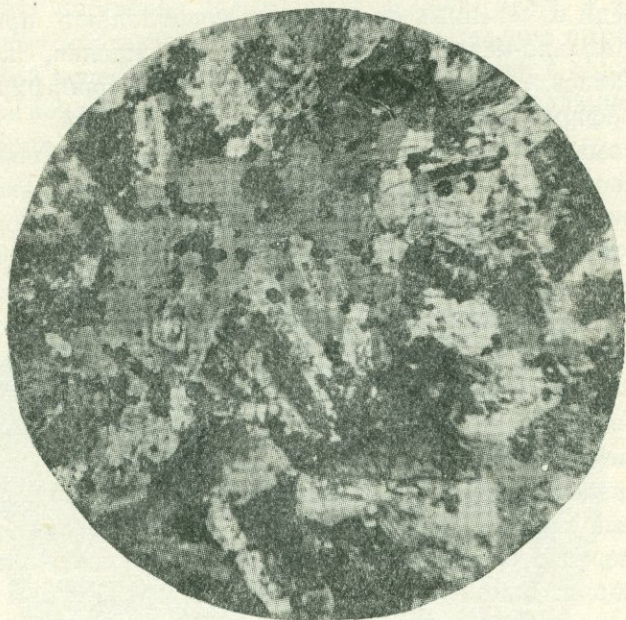
огранодиоритов, которые по внешнему виду и составу ничем не отличаются от только что отмеченных ксенолитов. Нет сомнения, что эти участки плагиогранодиоритов возникли, благодаря гомогенизации интенсивно переработанных ксенолитов.



Фиг. 14

Ксенолиты плагиогранодиоритового состава характеризуются повышенным содержанием кварца (от 22 до 29%), но пониженным — роговой обманки и магнетита. В комплексе аксессуарных минералов появляется циркон (в виде единичных кристаллов). Плагиоклаз образует отчетливо сдвойникованные призматические и таблитчатые кристаллы; по составу более кислый (№ 20—29). Кварц представлен ксеноморфными зернами, заполняющими промежутки между плагиоклазом и роговой обманкой. Вследствие включения рудной пыли, он мутноватый. Роговая обманка содержится в количествах от ничтожного до 15—20%. По форме кристаллов и оптическим свойствам она не отличается от таковой вмещающих интрузивных пород. Аксессуарные минералы обычно за-

полняют промежутки между главными породообразующими минералами и только редко располагаются в них. Приуроченность главной массы магнетита к интерстициям породообразующих минералов хорошо видна и на фиг. 18.



Фиг. 15

Ж. КОНТАКТОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

В связи с гранитоидами возникли зоны контактово- и постмагматически измененных пород, ширина которых, при прочих равных условиях, находится в зависимости от состава и размеров массивов. Наибольшие зоны измененных пород наблюдаются вокруг крупных интрузивов первой фазы внедрения (см. фиг. 2). Контактные явления очень слабо выражены в связи с аляскистыми гранитами. Контактующие с ними среднебайосские основные эффузивы не испытывали каких-либо существенных изменений, хотя здесь следовало бы ожидать проявления интенсивных метаморфических процессов в силу контрастности их химизма. Даже у непосредственных контактов аляскистых гранитов отмеченные эффузивы полностью сохраняют свои структурные особенно-

сти. Их изменение выражается лишь в весьма слабой перекристаллизации основной массы и появление в ней единичных зерен роговой обманки и биотита.

Среди измененных пород резко преобладают продукты гидротермально-метасоматического происхождения, которые образовались за счет юрских кварцевых плагипорфиров, отчасти порфиритов и их пирокластических разностей.

В самых общих чертах по мере удаления от контактов интрузивов интенсивность проявления гидротермально-метасоматических процессов сначала увеличивается, достигает максимума на расстоянии примерно 250—500 м и далее снова уменьшается. От этого правила есть и много исключений. Обычно в различных пунктах экзоконтактной зоны, которые одинаково удалены от интрузивов, встречаются различной степени измененные породы. Это объясняется структурными особенностями контактовых оболочек, характерами контактовых поверхностей и многими другими факторами.

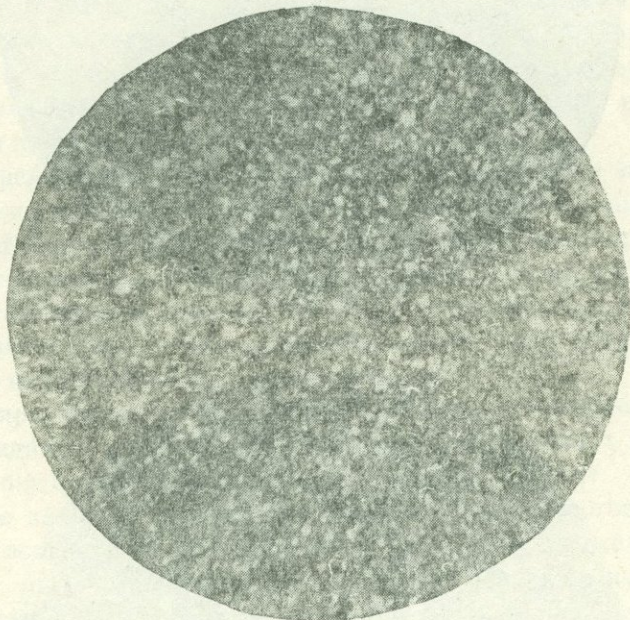
В экзоконтактных зонах интрузивов широко проявлен натриевый метасоматоз, вследствие чего плагноклаз боковых пород нередко замещен альбитом и альбит-олигоклазом.

В значительном удалении от пород первой фазы Таузского массива кварцевые плагипорфиры верхнего байоса под воздействием гидротермальных растворов превращены в тонкозернистые кварц-плагноклазовые породы (фиг. 16). Недалеко от массива степень перекристаллизации этих пород значительно возрастает и в них появляются сравнительно крупные зерна кварца с гранофировыми венчиками (фиг. 17). У непосредственного контакта интрузива они местами приобретают облик полнокристаллических интрузивных пород (фиг. 18), которые по составу и структуре мало отличаются от плагигранитов первой фазы внедрения.

Этот пример, конечно, не дает полного представления о происходивших сложных процессах метаморфических явлений в контактовой оболочке Таузского массива. Однако приведенные данные показывают возможность образования полнокристаллических гранитоподобных пород путем гранитизации вмещающих вулканогенных толщ.

Вдали от интрузивов вулканогенные породы основного состава среднего байоса слабо хлоритизированы, эпидотизи-

рованы и карбонатизированы. По мере приближения к интрузивам, в зависимости от структурных особенностей местности, в той или иной мере они подвержены воздействию гидротермальных растворов, о чем будет сказано ниже. У непосредственных контактов гранитоидов их изменение выражается в слабой перекристаллизации и окварцевании с образованием плагиоклаз-амфиболовых и кварц-плагиоклаз-амфиболовых пород.

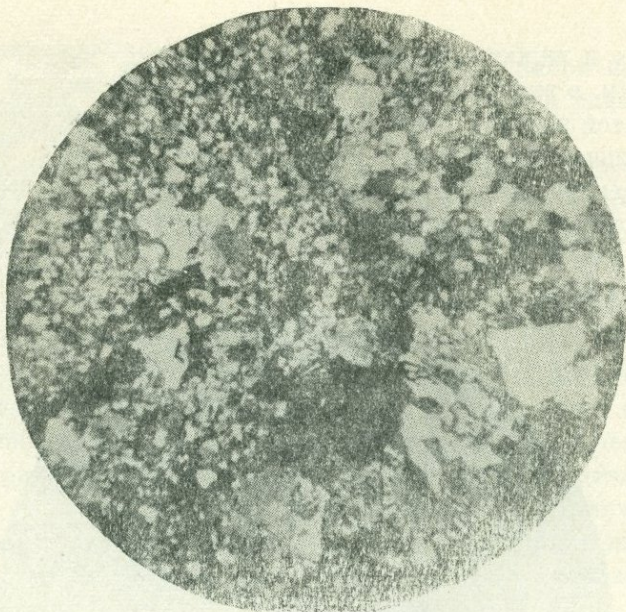


Фиг. 16

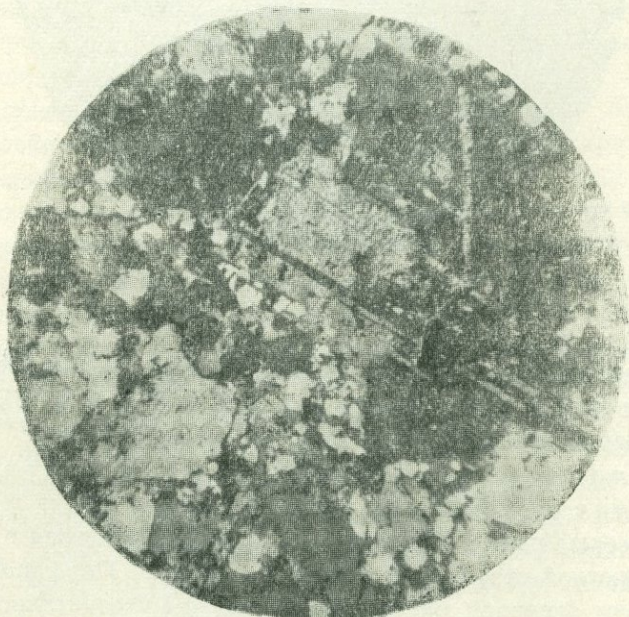
Необходимо отметить, что термальный метаморфизм в связи с интрузивами вообще выражен слабо, что объясняется гипабиссальными условиями их формирования.

а гипабиссальными условиями?

Плагиоклаз-амфиболовые и кварц-плагиоклаз-амфиболовые породы имеют темные и темно-серые цвета. Структура их порфириобластовая с гетеробластической структурой основной массы. Порфириобласты уступают основной массе и представлены неотчетливо двойникованными мутноватыми кристаллами плагиоклаза, отвечающего андезину (№ 45—48). Порфириобласты нередко на-



Фиг. 17



Фиг. 18

цело замещены псевдоморфозным агрегатом роговой обманки, сохраняющим призматические очертания плагиоклаза.

Основная масса слагается из плагиоклаза, роговой обманки, кварца, небольшого количества магнетита, сфена, апатита, реже хлорита и эпидота. В интенсивно амфиболизированных разновидностях магнетит вовсе отсутствует, поскольку он израсходован для образования роговой обманки. Плагиоклаз основной массы еще хуже сдвойникован; он образует узкопризматические и неправильные зерна; по составу соответствует кислому андезину. Роговая обманка характеризуется волнистым угасанием, светло-зеленой окраской и очень слабым плеохроизмом.

Нередко целые участки основной массы породы замещены тонким псевдоморфозным агрегатом роговой обманки. Такие амфиболизированные участки имеют крайне неправильные очертания и иногда выглядят в виде прожилок и гнезд. В агрегатах роговая обманка окрашена в синеватый цвет и обнаруживает слабую дисперсию биссектрис, что может указать на ее некоторый щелочный характер.

Кварц присутствует в кварц-плагиоклаз-амфиболовой разновидности в виде мельчайших зерен, образующих кучные скопления с мозаичной структурой. Тонкий агрегат кварца местами замещает сравнительно крупные зерна роговой обманки, вследствие чего последняя разбивается на скелетообразные части с контурами разъедания. Иногда в пустотах описываемых пород встречаются прозрачные сдвойникованные кристаллы тридимита.

Акцессорные минералы ассоциируют с роговой обманкой.

Как выше было отмечено, среди измененных пород наибольшим развитием пользуются гидротермально-метасоматические образования. Они представлены вторичными кварцитами, кварц-плагиоклаз-серицитовыми, реже альбит-кварц-хлоритовыми породами, возникшими в основном за счет верхнебайосских кислых эффузивов и отчасти среднебайосских основных вулканогенных пород.

Вторичные кварциты и кварц-плагиоклаз-серицитовые породы имеют широкое распространение. Макроскопически это плотные, серые, зеленовато-серые, серо-желтые и серо-синеватые породы. Они состоят из

гетеробластической тонкозернистой кварц-серицитовой или кварц-плагиоклаз-серицитовой массы, в которой иногда выделяются порфиробласты кварца и плагиоклаза. Последний обычно замещен тонкочешуйчатым псевдоморфозным агрегатом серицита, смешанным с некоторым количеством кварца. В некоторых шлифах встречаются реликты исходной породы.

Главные минералы присутствуют в различных количественных соотношениях.

Кварц принадлежит по крайней мере к трем генерациям. Кварц первой генерации представлен мелкими изометричными зернами, ассоциирующими с серицитом; кварц второй генерации среди общей кварц-серицитовой и кварц-плагиоклаз-серицитовой массы образует неправильные скопления и прожилки, состоящие из сравнительно крупных, плотно прилегающих зерен мозаичной структуры; кварц третьей генерации в виде неправильных микрожил перескакивает кварц предыдущих генераций. Кварц последних двух генераций обнаруживает слабое волнистое угасание.

Можно различить две генерации серицита, одна из которых в виде тонких чешуек слагает основную массу, ассоциируясь с кварцем первой генерации, а другая образует в основной массе небольшие кучки более крупных пластинчатых зерен и радиальнолучистых агрегатов. Серицит второй генерации обладает более высокими интерференционными окрасками.

Плагиоклаз представлен пелитизированными неправильными, обычно несдвоенными зернами. По составу отвечает алигоклазу и альбиту (судя по показателям преломления).

Из второстепенных минералов присутствуют лимонит, магнетит, апатит, грязно-бурый сфен, реже хлорит и эпидот. Принадлежность кварца и серицита к нескольким генерациям свидетельствует о пульсирующей деятельности метасоматизирующих растворов.

Альбит - кварц - хлоритовые породы встречены у восточного контакта порфиридных плагиогранитов. Они плотные тонкозернистые, серо-розовато-зеленоватые породы, состоящие из альбита, кварца (33%), хлорита (до 28%), карбоната (до 3%) и эпидота (до 3%). В незначи-

тельном количестве присутствуют мелкие точечные зерна черного рудного минерала, игольчатые кристаллы апатита и неправильные грязно-бурые зерна сфена. Альбит (№5—8) представлен призматическими, хаотично расположенными кристаллами, промежутки между которыми выполнены остальными минералами. Альбит пелитизирован, образует простые двойники по альбитовому закону. Хлорит развит в виде неправильных зерен, плеохроирующих от светло-зеленого до бесцветного. Эпидот образует мелкий агрегат, бесцветный или слегка желтоватый, без заметного плеохроизма. Хлорит и эпидот обычно приурочены к промежуткам между кристаллами плагиоклаза. В породе отмечаются весьма редкие порфиробласты кварца и плагиоклаза.

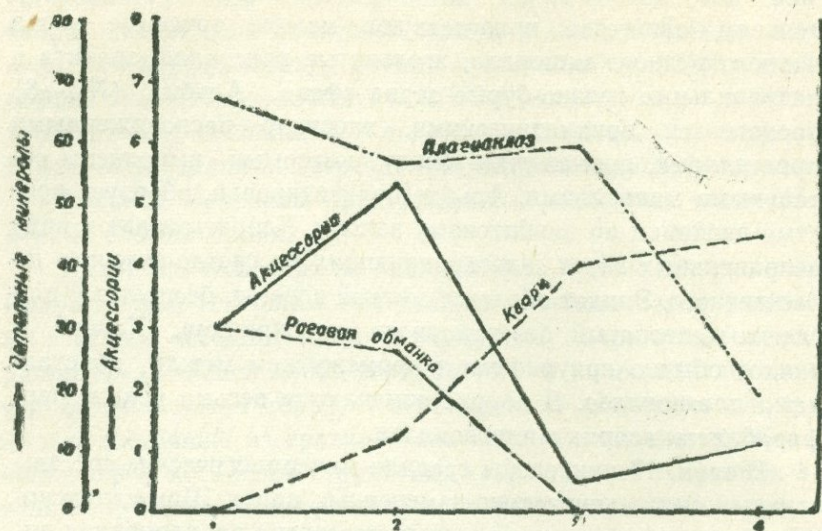
В табл. 17 приведены средние минералогические составы главных типов контактово-измененных пород Шамшадинского района, на основании которых построена вариационная диаграмма, представленная на фиг. 19.

Таблица 17

Средние минералогические составы главных типов контактово измененных пород, связанных с предверхнеюрскими интрузивами

Минералы	Породы				
	Плагиоклаз амфиболовые породы (4 шлифа)	Кварц-плагиоклаз амфиболовые породы (4 шлифа)	Кварц-плагиоклазовые породы (4 шлифа)	Кварц-плагиоклазовые породы (7 шлифов)	
Плагиоклаз	67	56,34	59,5	19,82	
Кварц	—	12,00	40,0	44,71	
Роговая обманка	30	26,33	—	—	
Серицит	—	—	—	29,28	
Хлорит	—	—	—	4,85	
Аксессуары	3	5,33	0,5	1,14	

Как видно из вариационной диаграммы, кварц появляется в кварц-плагиоклаз-амфиболовых породах, содержание которого резко возрастает в кварц-плагиоклазовых породах и достигает максимума в гидротермально измененных обра-



Фиг. 19

зованиях. Почти в обратном направлении изменяется содержание плагиоклаза. При переходе от плагиоклаз-амфиболовых пород к кварц-плагиоклаз-амфиболовым количество амфибола несколько понижается, затем амфибол вовсе исчезает в остальных двух типах контактово измененных пород. По-видимому, это вызвано выносом из них железа и магния при контактово-метасоматических процессах.

В табл. 18 приведены химические анализы среднебайосского порфирита и гидротермально измененной породы, образовавшейся за счет первого.

Таблица 18

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	76,50	0,19	13,45	2,86	—	—	0,37	2,05	1,40	2,60
2	54,99	0,51	16,82	5,20	4,87	0,14	3,71	7,44	3,52	0,46

1. Гидротермально измененная порода, возникшая за счет среднебайосских порфиритов.

2. Среднебайосский порфирит.

Как вытекает из таблицы, при метасоматических процессах происходил привнос большого количества кремния, калия, но были вынесены алюминий, железо, магний и кальций.

На основании ста спектральных полуколичественных анализов составлена табл. 19, которая дает представление о поведении микроэлементов в главных типах контактово и постмагматически измененных пород.

Таблица 19

Распределение микроэлементов в контактово и постмагматически измененных породах, связанных с предверхнеюрским интрузивным комплексом

Микроэлементы	Плагиоклаз-амфиболовые породы	Кварц-плагиоклаз-амфиболовые породы	Кварц-плагиоклазовые породы	Гидротермально измененные породы
Титан	100 %	100 %	100 %	100 %
Ванадий	100 "	100 "	100 "	100 "
Никель	90 "	85 "	5 "	—
Кобальт	86 "	82 "	4 "	—
Медь	100 "	100 "	100 "	100 "
Цинк	5 "	5 "	8 "	30 "
Свинец	6 "	5 "	6 "	40 "
Молибден	2 "	4 "	6 "	25 "
Барий	100 "	100 "	100 "	100 "
Стронций	8 "	12 "	20 "	30 "
Скандий	1 "	—	1 "	6 "
Бериллий	2 "	6 "	65 "	90 "
Цирконий	10 "	15 "	80 "	95 "
Галлий	100 "	100 "	100 "	100 "
Иттербий	—	—	66 "	98 "
Иттрий	—	—	62 "	95 "

Как видно из таблицы, для всех типов измененных пород характерно постоянное присутствие (во всех пробах) титана, ванадия, меди, галлия и бария. В продуктах гидротермальной деятельности ванадий присутствует в тысячных долях процента, однако в первых двух типах контактовых пород содер-

жание его увеличивается в 10 раз. Наоборот, содержание меди и бария возрастает в гидротермально измененных образованиях. Во всех типах галлий присутствует в тысячных долях процента.

Некоторые микроэлементы свойственны определенным типам измененных пород. Так, никель и кобальт являются характерными микроэлементами для плагиоклаз-амфиболовых и кварц-плагиоклаз-амфиболовых пород и полностью отсутствуют в продуктах гидротермальной деятельности. Для последних типично присутствие почти во всех пробах иттрия и иттербия.

При переходе от сравнительно высокотемпературных контактовых пород к низкотемпературным намечается определенная тенденция к возрастанию частоты встречаемости бериллия, циркония и стронция.

Редкими являются цинк, свинец, молибден и скандий. Последний обнаружен в единичных пробах. Цинк, свинец и молибден обнаруживают тенденцию к накоплению в гидротермально измененных породах. Частота их встречаемости очень низка в остальных типах пород.

Таким образом, контактово измененные породы характеризуются наличием тех же микроэлементов, что и гранитонды.

НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИВЫ СОМХЕТО-КАФАНСКОЙ ЗОНЫ

I. АЛАВЕРДСКАЯ ГРУППА ИНТРУЗИВОВ

А. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВМЕЩАЮЩИХ ИНТРУЗИВЫ ПОРОД

В геологическом строении района распространения Алавердской группы интрузивов принимают участие преимущественно продукты эффузивной деятельности юры, отчасти мела, эоцена и плиоцена, которым строго подчинены осадочные образования.

Стратиграфическая схема снизу вверх представляется в следующем виде¹.

1. Нижняя юра

Отложения нижней юры расчленяются на следующие толщи: а) толща кварцевых плагиопорфиров, мощностью 650—700 м; б) толща порфиритов, мощностью 1100 м; в) толща туфобрекчий порфиритов, мощностью 100—450 м; г) толща кварцевых альбитофиров, мощностью 150 м.; д) толща туфо-песчаников, туфосланцев, туфов с редкими прослоями порфиритов, мощностью 250 м.

Согласно большинству исследователей, наиболее древними породами Алавердского района являются кварцевые плагиопорфиры, обнажающиеся в Ахталском месторождении. Следует отметить, что хотя по петрографическому и химическому составу эти породы отвечают кварцевым плагиопорфирам, у геологов укоренилось за ними название кварцевых порфиров.

Стратиграфическое положение кварцевых плагиопорфиров является спорным. Одни исследователи их возраст определяют как нижнеюрский, другие — как среднеюрский. А. Т. Асланян (1946, 1949²) считает их гиабиссальной интрузией, внедрившейся в толщу различных порфиритов. По данным А. Л. Додина (1935), кварцевые плагиопорфиры образуют как бы горстообразное поднятие, а по П. Ф. Сопко (1954), они представляют внутрiformационный линзообразный прослой среди второй толщи.

Кварцевые плагиопорфиры плотные и тонкозернистые, светло-серые порфиритовые породы с вкрапленниками кварца. Кроме корродированного и трещиноватого кварца, во вкрапленниках присутствует кислый плагиоклаз. Обычно окварцованная и каолинизированная основная масса состоит из альбита, кварца и магнетита.

В пределах Ахталского месторождения на кварцевые плагиопорфиры согласно налегает толща порфиритов, являющаяся нижним членом стратиграфического разреза в ос-

¹ Данные о стратиграфии приводятся в основном по А. Т. Асланяну, наиболее детально занимавшемуся геологией района.

тальных частях Алавердского рудного района. Породы этой толщи, известные в литературе под названием «нижних порфиритов», слагают склоны ущелья р. Дебед и, погружаясь под средне-верхнеюрские отложения Сомхетского хребта, вновь выступают в северо-западной части района в окрестностях с. Ульяновка.

В толще порфиритов различаются плагиоклазовая и плагиоклаз-пироксеновая разновидности. Усматриваются и небольшого объема потоки альбитофиров (кварцевых и бескварцевых), иногда вместе с корнями их излияний. Порфириты темно-зеленые и серо-зеленые, плотные породы. Структура порфиroidная, текстура иногда мандельштейновая. Вкрапленники представлены андезином (№ 32—38), реже авгитом и роговой обманкой. Микролитовая и пилотакситовая основная масса слагается из микролитов и табличек плагиоклаза (№ 28), черного рудного минерала, апатита, иногда рутила и вторичных продуктов (хлорита, эпидота, серицита, пренига и вторичного кварца). Порфириты обычно подвержены хлоритизации, эпидотизации, серицитизации, альбитизации, карбонатизации, кварцитизации и пропицитизации.

В составе толщи порфиритов заметное участие принимают также туфобрекчии, туфы, туфоконгломераты и туфогенные песчаники, залегающие в виде прослоев и линз. Туфобрекчии слагаются из обломков порфиритов, сцементированных туфовым материалом. Туфы состоят из средних плагиоклазов, кварцевых зерен и обломков порфиритов. Конгломераты состоят из в той или иной мере окатанных галек порфиритов, сцементированных туфовым материалом.

По данным А. Т. Аслабяна (1949²), к северо-востоку от Алавердского медеплавильного завода, в верхах толщи порфиритов, в конгломератах встречаются окатанные гальки альбитофиров и диоритов. Туфопесчаники появляются в средних и верхних горизонтах толщи. Они слоистые тонко- и среднезернистые породы, слагающиеся из мелких обломков серицитизированных пород, плагиоклаза, кварца, которые сцементированы туфогенным материалом.

Выше на толщу порфиритов согласно налегает толща туфобрекчий порфиритов, обнажающихся по полосе В. Ахтала-Ленрудник и именуемых в литературе «туфобрекчиями ниж-

них порфиритов». Они зеленовато-серые, голубовато-серые породы кластической структуры и нередко флюидалной текстуры. Туфобрекчии состоят из обломков порфиритов, частично кварцевых и бескварцевых альбитофиров, которые сцементированы сильно хлоритизированным туфовым материалом. Из вторичных минералов присутствуют карбонаты, кварц, окислы железа, хлорит, эпидот и глинистое вещество. Миндалины выполнены хлоритом, карбонатом, серицитом, эпидотом, альбитом и кварцем.

В районе Шамлугского месторождения среди туфобрекчий констатированы кварцевые и бескварцевые альбитофиры. В окрестностях Алавердского месторождения туфобрекчии фациально сменяются в западном направлении серыми агломератовыми туфами, состоящими из обломков плагиоклазовых и авгитовых порфиритов, мандельштейнов, шлировых выделений и бомб порфиритовой лавы темного и зеленовато-фиолетового цветов. Порфиновые вкрапленники представлены основным плагиоклазом и уралитизированным авгитом. Основная масса слагается из плагиоклаза, хлорита, кальцита, эпидота и серицита.

Среди агломератовых пород отмечаются потоки порфиритов, не отличающихся по внешнему облику от других порфиритов. Их основная масса состоит из микролитов плагиоклаза. Вкрапленники представлены хлоритизированным и карбонатизированным плагиоклазом, хлоритизированным, уралитизированным авгитом. Они отличаются от других порфиритов постоянным содержанием авгита и меньшей основностью плагиоклаза.

Толща кварцевых альбитофиров и их пирокластических производных согласно перекрывает толщу туфобрекчий, а при выпадении из разреза последних она залегает на толщу порфирита в виде отдельных островков. О. Т. Карапетяном (1928) эти породы именовались шамлугитами, В. Г. Грушевым (1935²) — кератофирами, И. Г. Кузнецовым (1942) — липаритами и кварцевыми порфирами, А. Л. Додиним (1935) — кварцевыми порфирами. Однако по составу они отвечают кварцевым альбитофирам, что отметили также П. Ф. Сопко и др.

Кварцевые альбитофиры в виде узких полос, протягива-

ющихся в широтном направлении, обнажаются к северо-востоку от Н. Ахталы и в районах Шамлуга и В. Ахталы. Они являются главными рудовмещающими породами Алавердского рудного района, и потому некоторые исследователи называют их рудоносным горизонтом. Подобные породы А. Т. Асланяном констатированы на горах Арча-глух, Гальванер, Чатындаг, Болор-конд и Шиш-тапа. По данным И. Г. Кузнецова, низы толщи сложены вулканическими брекчиями андезитового и андезито-дацитового состава.

Кварцевые альбитофиры светло-серые или фиолетовые флюидалные порфиры с вкрапленниками альбита и кварца. Из этих же минералов слагается основная масса. Эти породы интенсивно гидротермально изменены, особенно на участке Шамлугского месторождения. Такие измененные разновидности характеризуются следующим комплексом минералов: кварц, плагиоклаз, серицит, каолин, пирит, редко хлорит, карбонат, гипс, реже барит, рутил, апатит, окислы железа, анкерит, арагонит, сфалерит, халькопирит и весьма редко сфен, андалузит.

Последним членом нижнеюрских отложений является толща туфопесчаников, туфов и туфосланцев, которая залегает непосредственно на туфобрекчиях порфиритов к северо-востоку от нижн. Ахталы и к северо-западу от Ленрудника. Последнюю толщу А. Т. Асланян относит к среднему лейасу, а остальные толщи — к нижнему лейасу. Вышеописанные толщи многие исследователи относят к средней юре.

2. Средняя юра

Отложения средней юры развиты на южном склоне и восточной части Сомхетского хребта, к югу от Кохбского массива и в северо-западной части района в окрестностях сс. Чанакчи и Ахкерпи. Далее они распространяются на юго-восток, слагая почти всю осевую полосу Сомхето-Кафанской зоны.

В составе средней юры А. Т. Асланян выделяет три литолого-стратиграфических комплекса: верхнеааленский — среднебайосский, верхнебайосский и батский. Первый представлен громадной мощности (до 1200 м) вулканогенной толщей, представляющей собой совокупность плагиоклазовых, пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов и

их различных пирокластических разностей, изредка нормальноосадочных пород — конгломератов, песчаников и глинистых сланцев. Осадочная фация обнажается к северу от В. Ахталы и относится к верхнему аалену. Вулканогенная фация приурочена к верхам толщи и характерными породами ее являются миндалевидные порфириды. Это сильно измененные темно-зеленые плотные породы с довольно крупными миндалинами кальцита и хлорита. Структура порфиристая с диабазовой, реже гиалопилитовой и пилотакситовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены основным плагиоклазом. Цветные минералы интенсивно разложены и замещены хлоритом.

Верхнебайосский комплекс выражен туфоосадочными и нормально-осадочными отложениями, частично кварцевыми плагиопорфирами, которые залегают на различных горизонтах нижней юры и испытывают фациальные и мощностные изменения. В районе Алавердского месторождения отложения верхнего байоса состоят из зеленовато-серых брекчий, известковистых туфов, кварцевых плагиопорфиров и фиолетовых песчаных туфов. К северу от В. Ахталы верхний байос выражен конгломератами, известковистыми песчаниками и брахиоподовыми известняками. В северо-западной части района верхний байос представлен глинистыми сланцами, алевролитами, туфопесчаниками, туфами кислых пород и базальными конгломератами в основании. Кварцевые плагиопорфиры развиты севернее г. Кара-кетук. Они пользуются широким развитием вдоль северо-восточных склонов Малого Кавказа, приобретая важное значение для стратиграфического расчленения юрских отложений. Характеристика их была дана при рассмотрении предверхнеюрских интрузивов.

Батский комплекс согласно следует за отложениями верхнего байоса и представлены туфопесчаниками и песчаниками мощностью 100 м.

3. Верхняя юра

Отложения верхней юры представлены мощным комплексом вулканогенно-осадочных пород, в составе которых выделяются отложения келловей и верхнего оксфорда—кимериджа.

Отложения келловеев распространены в области развития кварцевых альбитофиоров от меридиана с. Джилиза до Чочканского интрузива. Они выражены перемежающимися песчаниково-сланцевыми породами сравнительно глубоководной фации и в некоторых местах в своем основании содержат эффузивы. Максимальная мощность достигает 300 м. В литологическом отношении песчаники делятся на крупные и среднезернистые разновидности с постоянной примесью туфогенного материала. К северу келловейские отложения уходят под оксфордскую вулканогенную толщу бассейна р. Бануш.

Отложения верхнего оксфорда-кимериджа развиты на склонах г. Лалвар, где трансгрессивно перекрываются нуммулитовыми известняками и вулканогенными породами эоцена и трансгреддируют на более древние образования юры. К западу от вершины г. Шах-тахт, на юго-восточном подножье восточной вершины г. Лалвар описываемые отложения подстилаются песчаниками и сланцами келловеев и узкой полосой тянутся на юго-запад. Севернее они выстилают эоценовую толщу вершины г. Лалвар и слагают достаточно большую площадь на правом склоне р. Бануш, далее узкой полосой протягиваются почти в широтном направлении, переходя на правый склон р. Дебед.

В основании комплекса располагаются темно-серые вулканические туфобрекчии с прослоями песчаников, лиловато-зеленые перлитовые туфы, переходящие кверху в авгитовые порфириты, именуемые в литературе «верхними авгитовыми порфиритами». Общая мощность доходит до 400 м. Порфириты светло-серые, зеленовато-серые однородные мелкокристаллические порфириновые породы с фенокристаллами авгита. Пилотакситовая основная масса слагается из микролитов и лейст плагиоклаза, уралитизированного авгита, эпидота, хлорита и карбоната. В комплексе верхнего оксфорда-кимериджа описываемые порфириты пользуются наибольшим площадным распространением и имеют мощность 250 м.

Перлитовые туфы нередко переходят в кристаллические и пизолитовые туфы или туфобрекчии. Они пользуются наибольшим развитием на северных склонах г. Лалвар, где залегают на размытой поверхности среднеюрской вулканоген-

ной толщи и перекрываются меловыми отложениями. К юго-западу от с. Садахло местами верхи комплекса сложены кварцевыми порфиритами с вкрапленниками кварца и плагиоклаза.

Отложения верхнего оксфорда-кимериджа обнажаются также в бассейне р. Кульп, где выражены довольно мощной (до 600 м.) толщей авгитовых и плагиоклазовых порфиритов, туфобрекчий, туфогенов, изредка кварцевых порфиритов с линзами и прослоями известняков, туфопесчаников и туфослапцев. Толща размещается между келловейскими и верхнемеловыми отложениями.

4. Верхний мел

Отложения верхнего мела на значительной площади развиты в самых северных частях района по полосе Опрети-Садахло-Ламбалу и к юго-востоку от с. Кохб. Они образуют пологоскладчатые структуры и трансгрессивно залегают на отложениях верхнего оксфорда-кимериджа. Меловые отложения юго-восточнее с. Кохб относятся к сенomanу и образуют толщу мощностью 300 м, сложенную снизу вверх конгломератами, туфогенными и известковистыми песчаниками, мергелистыми песчаниками, детритусовыми известняками и мергелистыми туфогенными песчаниками с прослоями туфов кварцевых плагиопорфиром.

В крайних северных частях района, на территории Грузии меловые образования представлены двумя различными литофациями — вулканогенной и осадочной. Последняя относится к сенomanу, трансгрессивно перекрывает верхнеюрские породы и состоит из базальных конгломератов, песчаников, известняков мощностью более 500 м. Вулканогенная фация, имеющая мощность до 1300 м, по возрасту относится к турону—коньяку. Она представлена пирокластическими производными порфиритов, отчасти порфиритами, альбитофирами и вулканогенно-осадочными образованиями. Встречаются также корни излияний лав, коралловые и рудистовые рифы.

Между с. Ламбалу и с. Калача широко развиты альбитофиры в дайкообразном залегании, которые, по А. Т. Асла-

няну, представляют корни излияний полосчатых альбитофи-
ров бассейна р. Дебед.

К субвулканической фации кислых лав мелового комп-
лекса указанный автор относит также некоторую часть розо-
вых альбитофигов Алавердского района, размещенных в от-
ложениях средней и верхней юры.

5. Средний эоцен

Среднеэоценовые отложения обнажаются в юго-запад-
ной части района на участке г. Лалвар, где трансгрессивно
перекрывают верхнеюрские образования. Преимущественно
они выражены в вулканогенной фации, содержащей прослои
нуммулитовых известняков и песчаников. Общая мощность
составляет 800 м.

В основании среднеэоценового комплекса прослеживае-
тся маломощный (2—3 м) слой базального конгломерата, со-
держащего большое количество галек альбитофировых по-
род. Над конгломератами залегают песчаники, частью туфо-
генные, с прослоями и пачками известняков, содержащих
нуммулиты лютетского яруса. Выше согласно залегают мощ-
ная (до 600 м) вулканогенная толща авгитовых и плагиокла-
зовых порфиритов, чередующихся с различными туфобрекчи-
ями, фельзитовыми и витрофировыми туфами.

Порфириты темно-зеленые, зеленовато-серые и фиолето-
во-серые плотные породы, действующие иногда на магнитную
стрелку. Структура их порфировая, причем фенокристаллы
представлены основным плагиоклазом (№ 50—80, часто вы-
ше № 60), авгитом, реже роговой обманкой. Преобладает
среди вкрапленников плагиоклаз. Основная масса слагается
из микролитов и лейст плагиоклаза, уралитизированного ав-
гита, эпидота, хлорита и карбоната:

По данным В. Г. Грушевого, порфириты эоцена по неко-
торым особенностям отличаются от подобных пород юры. На-
пример, в юрских порфиритах обычно плагиоклаз альбитизи-
рован и менее основной, чем в порфиритах эоцена; в эффузи-
вах юры авгит встречается реже, бывает мельче и сильнее
замещен вторичными минералами.

6. Верхний плиоцен

К этому возрасту А. Т. Асланяном и другими относятся лавы, заполняющие р. Дебед и отчасти ее боковые притоки от южной части района до с. Ламбалу, причем в этом направлении мощность лав уменьшается. Некоторые другие исследователи этим лавам приписывают четвертичный возраст. Лавы покрывают отложения юры и в некоторых местах интрузивные породы, а также галечники и конгломераты древних речных отложений.

К югу по ущелью р. Дебед лавы прослеживаются в нескольких десятках километров и прослаиваются озерными песчано-глинистыми отложениями и местами покрываются белыми кварцево-полевошлатово-пемзовыми и черными туфовыми песками и делювиально-пролювиальными суглинками.

Лавы являются результатом неоднократного излияния, о чем свидетельствует наличие до 13—15 самостоятельных потоков, разделенных друг от друга пористым шлаковым образованием.

Описываемые породы представлены базальтами и андезито-базальтами темно-серого и пепельно-серого цветов, обладающими глыбовой отдельностью. Структура порфировая с долеритовой, гиалопилитовой, пилотакситовой и интерсертальной структурой основной массы. Последняя состоит из лейст и микролитов плагиоклаза, моноклинного пироксена, магнетита и редко оливина. В порфириновых вкрапленниках присутствует основной плагиоклаз, моноклинный пироксен и реже оливин.

Наиболее молодыми образованиями района являются четвертичные аллювиально-делювиально-пролювиальные отложения, развитые в нижних течениях рек и по склонам долин.

Б. РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ИНТРУЗИВОВ

Алавердская группа интрузивов (фиг. 20, 21) располагается в Алавердском и частью Ноемберянском районах северной Армении. Крупными массивами группы являются Кохб-

ский, Банушский, Ахпатский и Чочканский. Мелкие интрузивы известны в окрестностях с. Цахкашат (Цахкашатский), в верховье р. Болнис (Болнисский), южнее с. Качачкут и к западу от вершины г. Лалвар.

При геологической съемке нами встречены небольшие выходы интрузивных пород в следующих местах: в 2 км к юго-западу от сел. Ахкерии; в 2 км к северо-востоку от сел. Верх. Ахтала; в 3,5 км к северу от вершины г. Шахтахт. Для удобства изложения первый выход назовем Ахкерпинским, второй — Ахталинским, а последний — Шахтахтским. Нами оконтурены и мелкие тела гранитов в Банушском и Чочканском интрузивах.

В районе широко развиты близповерхностные малые тела кварцевых альбитофиров, образующих узкую полосу вдоль Сомхетского хребта. Она начинается с юго-восточного склона г. Лалвар, к северо-востоку поднимается на гребень Сомхетского хребта, далее расширяясь, занимает его северные и южные склоны. Некоторые выходы их наблюдаются по северной периферии Банушского интрузива и по правому притоку р. Болнис. Интересно отметить, что кварцевые альбитофиры локализованы в области развития более кислых гранитоидов. В восточной части района, где распространены кварцевые диориты, они встречаются в виде даек сравнительно малых размеров.

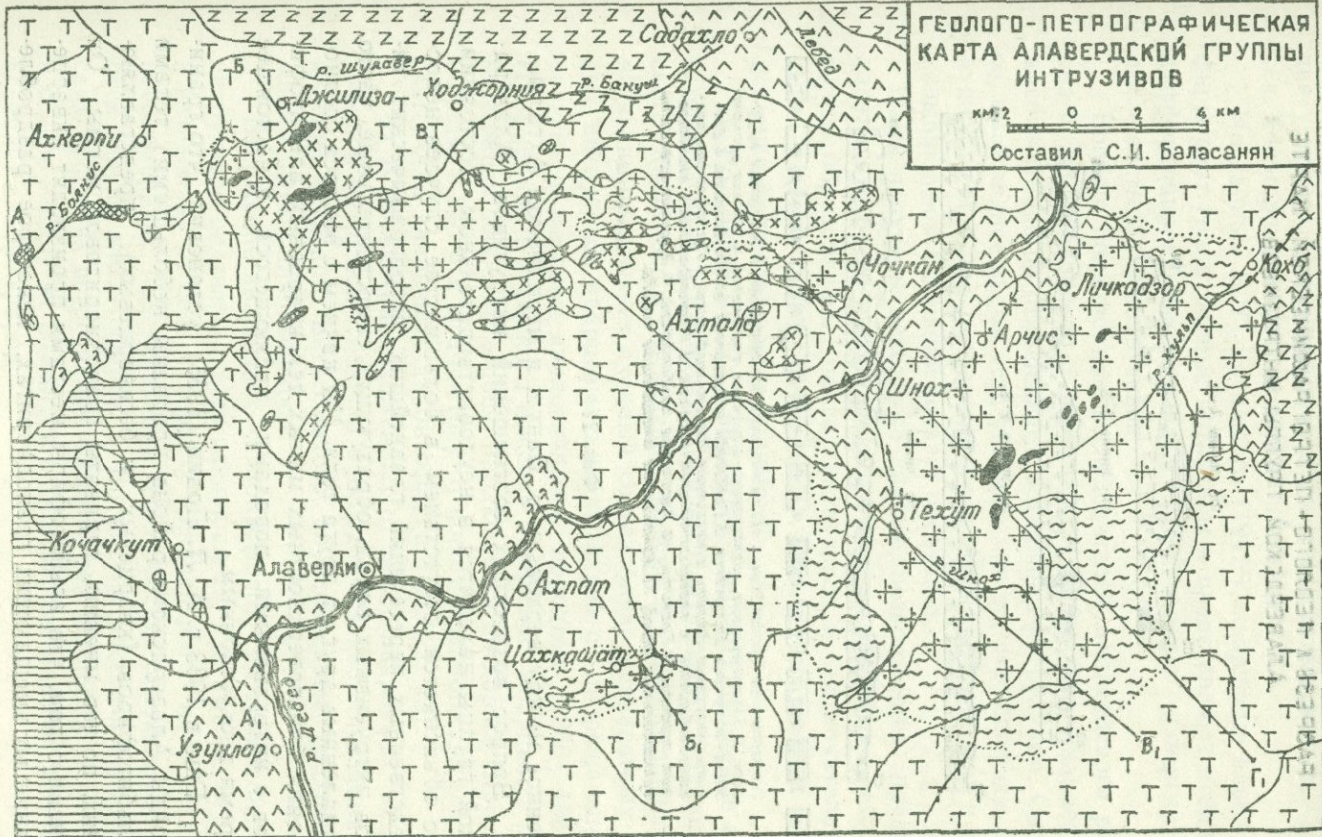
По данным предыдущих исследователей Банушский интрузив начинается у р. Болнис и, протягиваясь вдоль северного склона Сомхетского хребта, доходит до меридиана Н. Ахталы. Наши полевые наблюдения показали (1960², 1960³, 1961¹), что та часть Банушского интрузива, которая располагается к югу от сел. Джилиза между верховьем р. Бануш и правым притоком р. Шулавер, сложена кварцевыми альбитофирами. Это является наиболее крупным телом кварцевых альбитофиров Алавердского рудного района, которое назовем Джилизинским. К западу от него, южнее сел. Чанахчи, в верховье р. Шулавер находятся два мелких обособленных интрузива, первый из которых назовем Чанахчинским, а второй — Шулаверским.

Исходя из вышеизложенного, в последующем изложении под Банушским интрузивом будем понимать тело, располо-

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ
КАРТА АЛАВЕРДСКОЙ ГРУППЫ
ИНТРУЗИВОВ

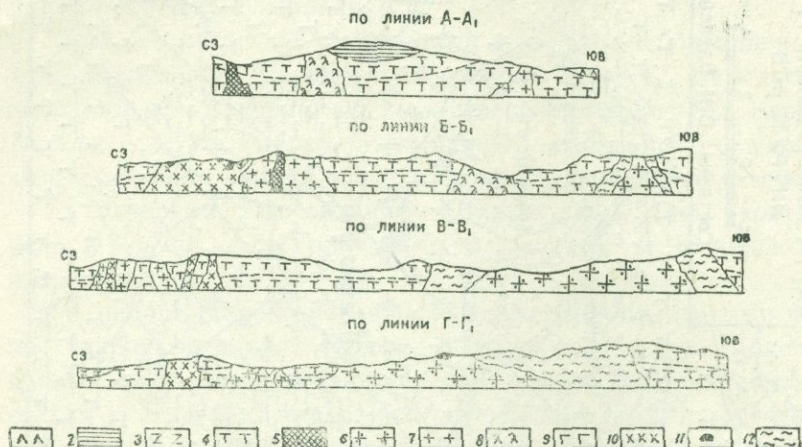
км: 2 0 2 4 км

Составил С.И. Баласанян



Фиг. 20

РАЗРЕЗЫ К ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ КАРТЕ АЛАВЕРДСКОЙ ГРУППЫ ИНТРУЗИВОВ



1. Четвертичные отложения и верхнеплищевые эффузивы, 2. Золеновые эффузивы, 3. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные отложения, 4. Юрские вулканогенно-осадочные отложения, 5. Габброиды и кварцевые габбро-диориты, 6. Диориты, кварцевые диориты и кварцевые диорит-порфиры, 7. Гранодиориты, плагиогранодиориты и плагиогранодиорит-порфиры, 8. Плагιοграниты и плагιοгранит порфиры, 9. Граниты, 10. Кварцевые альбитофиры, 11. Крупные ксенолиты вулканогенных пород, 12. Измененные вмещающие породы.

Фиг. 21

женное между верховьем р. Бануш и меридианом Ахталы.

Вопрос возрастных соотношений интрузивов Алавердской группы находится в неудовлетворительном состоянии, что объясняется отсутствием в большинстве случаев непосредственных пересечений главнейших петрографических типов интрузивных пород, образующих самостоятельные, часто отдаленные друг от друга тела. Мы начнем с вопроса соотношения близповерхностных малых тел кварцевых альбитофиров с интрузивными породами, являющегося в настоящее время дискуссионным.

Еще в 1933 г. А. Л. Додин (1935) установил, что гранитоиды Алавердского района прорваны небольшими телами альбитофиров (кварцевых и бескварцевых), представляющих, по его мнению, дериваты гранодиоритовой магмы. Он писал о том, что альбитофиры местами производят окварцевание во вмещающих гранодиоритах, некоторое раздробле-

ние их иногда легкую пиритизацию. На его карте показаны два узких тела кварцевых альбитофиров, которые к югу от сел. Ходжорния секут Банушский интрузив.

По данным В. Г. Грушевого (1941³), кварцевые альбитофиры рвут гранитоидные интрузивы и представляют поздние дифференцированные дериваты кислой магмы, извергнутые после застывания интрузивов.

Вообще большинство исследователей Алавердского района пришло к мнению о более позднем внедрении кварцевых альбитофиров по отношению к остальным интрузивам. Однако, в последнее время есть указание на то, что апофизы Банушского массива прорывают тела альбитофиров, чем и доказывают более древний возраст последних.

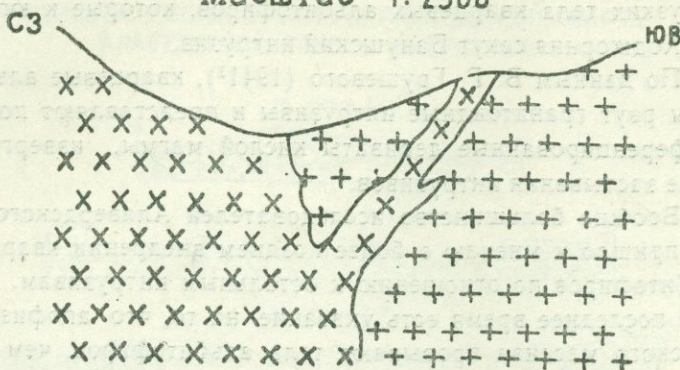
Нами получены некоторые данные, позволяющие предполагать, что резко преобладающая масса кварцевых альбитофиров образовалась после интрузивов и незначительная часть — до них (1956⁴, 1956⁵, 1961¹). О более позднем их внедрении говорят следующие данные:

а. Во многих местах в виде даек и апофиз кварцевые альбитофиры рвут и изменяют породы Банушского, Цахкашатского, Кохбского и Чочканского массивов. Микроскопическое изучение показывает сходный состав близповерхностных малых интрузивов кварцевых альбитофиров с прорывающими указанные массивы аналогичными породами (1960³, 1961¹). Прорывание Банушского массива апофизой кварцевых альбитофиров особенно хорошо наблюдается по дороге Шамлуг-Опрети, в 250 м к юго-востоку от нового крупного Джилизинского тела кварцевых альбитофиров (фиг. 22, 23).

б) В близко расположенных от полос кварцевых альбитофиров интрузивах обычно наблюдаются кварцитизация и явление натрового метасоматоза, обусловленные внедрениями кварцевых альбитофиров.

Вторжение кварцевых альбитофиров до гранитоидных интрузивов подтверждается следующими фактами: а. В 3 км к юго-западу от сел. Ахкерпи у минерального источника в конгломератах, подстилающих верхнеюрские отложения, имеются гальки альбитофиров. б. Во многих местах в верхнеюрских эффузиях встречаются обломки тех же пород. в. В 6 км к северо-западу от Шамлуга в Банушском массиве встречен ксенолит альбитофиров.

Масштаб 1: 2500

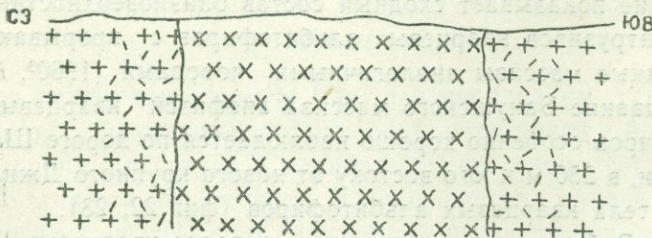


1 x x 2 + +

1. Альбитофир, 2. Плагиогранодиорит

Фиг. 22

Масштаб 1: 60



1 + + 2 + + 3 x x

1. Плагиогранодиорит, 2. Измененный плагио-
гранодиорит, 3. Альбитофир

Фиг. 23

Микроскопическим изучением установлены некоторые различия между грубо разделенными ранними и поздними альбитофировыми породами, о чем будет сказано в соответствующем разделе. По всей вероятности, ранние альбитофи-

ры образовались в связи с предверхнеюрскими орогеническими движениями и в северо-западной части Алавердского района были замаскированы продуктами верхнеюрской эффузивной деятельности.

Граниты прорывают и изменяют кварцевые диориты и плагиогранодиориты, чем и доказывается их более молодой возраст по отношению к ним. Это особенно отчетливо наблюдается к северу от Мец-Айрум, где граниты в виде жил вдаются в кварцевые диориты Чочканского интрузива (фиг. 24). К юго-западу от сел. Бардазор плагиогранодиориты Банушского интрузива прорваны и изменены гранитами (фиг. 25). Примечательно, что на контакте с гранитами плагиогранодиориты подвергались калиевому метасоматозу и, обогащаясь калиевым полевым шпатом, приобрели состав нормальных гранодиоритов. По мере удаления от контакта гранитов содержание калиевого полевого шпата в них быстро убывало и постепенно сменялось обычными плагиогранодиоритами.

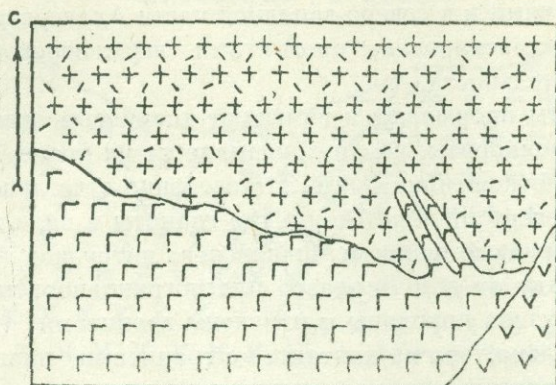
Это явление более отчетливо проявилось в Чочканском интрузиве. Ни у кого не вызывает сомнения, что этот интрузив под верхнеплиоценовыми лавами соединяется с Кохбским массивом. Последний сложен кварцевыми диоритами, лишенными калиевого полевого шпата¹. Однако под воздействием гранитов вся юго-восточная часть Чочканского интрузива приобрела состав более кислых пород, отличающихся от кварцевых диоритов Кохбского массива повышенным содержанием кварца и наличием значительного количества калиевого полевого шпата. При удалении от выходов гранитов в направлении с юго-востока на северо-запад отмеченные кислые породы постепенно переходят в кварцевые диориты, весьма сходные с таковыми Кохбского массива.

Воздействие гранитов на предшествующие им породы констатируется и в других местах — в верховье р. Бануш, к юго-востоку от сел. Ходжорния, западнее сел. Бардазор.

Достаточно точно устанавливается также более позднее внедрение Ахпатского интрузива плагиогранитов относительно кварцевых диоритов на том основании, что родствен-

¹ В них калиевый полевой шпат встречается весьма редко и то в виде единичных зерен.

Масштаб 1:100

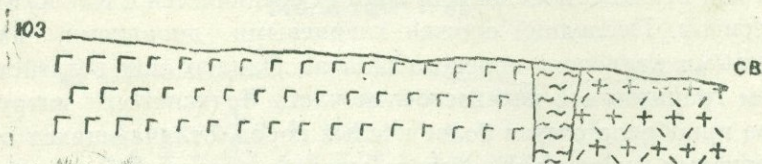


1 Г Г 2 (+,+) 3 V V

1. Гранит, 2. Измененный кварцевый диорит, 3. Базальт

Фиг. 24

Масштаб 1:300



1 Г Г 2 Г Г 3 (+,+) 4 ~~~~~

1. Среднезернистый гранит, 2. Мелкозернистый гранит, 3. Измененный плагиогранодиорит, 4. Наносы.

Фиг. 25

ные им породы в виде незначительных тел рвут кварцевые диориты Кохбского массива к северу от сел. Личкадзор. Последние на контакте с плагиогранитами подвержены серицитизации, кварцитизации и отчасти альбитизации. Такое же возрастное соотношение получается по предварительным радиологическим определениям: плагиограниты Ахпатского интрузива-соответствуют середине мела, а кварцевые диориты Кохбского массива—нижнему мелу.

Шахтахтские выходы сложены габбровыми породами, которые под воздействием Банушского массива подвержены амфиболизации и отчасти биотитизации. Ахкерпинский и Болнисский интрузивы представлены кварцевыми габбродиоритами, причем первый в восточной части со стороны плагиогранодиорит-порфиоров Шулаверского интрузива окварцован с образованием многочисленных мелких кварцевых жил гидротермального происхождения. Кварцевые габбродиориты Болнисского интрузива под воздействием альбитофиоров местами превращены в метасоматические кварц-альбитовые породы. Эти косвенные данные позволяют основные породы (габбродиты и кварцевые габбродиориты) считать более ранними относительно кислых гранитоидов.

Следует отметить, что в Алавердском районе некоторые однотипные по петрографическому составу интрузивные породы образуют как крупные, так и мелкие тела, причем первые характеризуются сравнительно крупнозернистым, равномернозернистым сложением, а вторые — мелкозернистым, порфировидным. Например, в районе мы имеем крупные интрузивы плагиогранодиоритов (Банушский), плагиогранитов (Ахпатский) и соответственные им мелкие тела плагиогранодиоритов-порфиоров (Шулаверское, Чанахчинское) и плагиогранит-порфиоров (выходы к западу от вершины г. Лалвар и у сел. Цахкашат). Последние по всем своим признакам соответствуют дополнительным интрузивам (в понимании В. С. Коптева-Дворникова), о чем нами было отмечено и в других работах (1960³, 1961¹). Так, они образуют мелкие штокообразные и дайкообразные тела, характеризуются мелкими размерами слагающих их компонентов и порфировидной структурой, по вещественному составу их породы сходны с породами главной интрузивной фации соответственных крупных интрузивов.

Согласно В. С. Коптеву-Дворникову (1952, 1955), подача этих небольших дополнительных порций магмы происходит после главной интрузивной фации, но до появления пород жильной фазы. Как мы видели, представление о появлении дополнительных интрузивов после пород главной интрузивной фации вполне подтверждается на примере предверхнеюрского интрузивного комплекса Сомхето-Кафанской зоны.

Внедрение дополнительных интрузивов до образования жильных пород устанавливается и в Алавердском районе. Однако вследствие некоторой разобщенности в пространстве пород главной интрузивной фации и дополнительных интрузивов, возрастное соотношение их остается неопределенным. Но на основании вышеизложенного можно полагать, что и в этом районе внедрение пород главной интрузивной фации предшествовало появлению дополнительных интрузивов.

Остальные мелкие тела Алавердской группы представляют собой сателлиты сравнительно крупных интрузивов. Например, Цахкашатский и Ахталский интрузивы сложены кварцевыми диоритами и являются сателлитами наиболее крупного Кохбского массива; Качачутский интрузив сложен плагиогранодиоритами и представляет собой сателлит Банушского массива и т. д.

Вышеприведенные данные и соображения позволяют наметить следующий порядок внедрения интрузивных пород Алавердской группы: 1. Габброиды, кварцевые габбро-диориты. 2. Кварцевые диориты, диориты. 3. Плагиогранодиориты (отчасти гранодиориты), дополнительные интрузивы плагиогранодиорит-порфиров. 4. Прагиограниты, дополнительные интрузивы плагиогранит-порфиров. 5. Граниты. После формирования перечисленных пород внедрилась главная масса близповерхностных малых тел кварцевых альбитофиров. Предполагается, что они образовались в конце складчатости в период смены орогенических движений эпейрогеническими (см ниже).

В. ПОРОДЫ ИНТРУЗИВНОЙ ФАЗЫ

И ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ ИНТРУЗИВОВ

1. Габброиды и кварцевые габбро-диориты

а. Габброиды слагают Шахтахтские интрузивы, которые на современном эрозионном срезе представлены двумя узкими дайкообразными телами, вытянутыми в северо-восточном направлении. Они располагаются весьма близко друг к другу и на небольшой глубине, несомненно, соединяются между собой. Один из них явно прорывает вулканогенные породы верхней коры, вызывая в них ороговикование. Занимаемая площадь габброидов — 0,3 кв. км.

Осевая часть интрузивов сложена среднезернистыми тем-

ными и темно-серыми габбро, которые по периферии постепенно сменяются мелкозернистыми совершенно темными разновидностями с весьма редкими крупными вкрапленниками авгита. Встречаются и темно-серые порфириовидные габбро с крупными выделениями плагиоклаза, достигающими 1 см в длину. По юго-восточной периферии выхода, расположенного в юрских эффузиях, констатированы также полосатые габбро, в которых полосы простираются в северо-западном направлении с падением на северо-восток под крутыми углами.

Внутренняя структура габброидов характеризуется тем, что наиболее развиты поперечные к удлинению интрузивов трещины отдельности, затем продольные, а диагональные почти не выражены. Поперечные трещины простираются в северо-западном направлении с падением чаще на юго-запад, а продольные трещины имеют северо-восточное простирание и падают часто на юго-восток. Углы падения обеих систем трещин отдельности крутые.

Для мелкозернистых габбро характерна габбровая структура, для среднезернистых — офитовая и переходная от офитовой к габбровой и для порфириовидных — отчетливо выраженная порфириовидная.

Количественно-минералогический состав и результаты определения номера плагиоклаза габброидов приведены в табл. 20.

Таблица 20

Количество-минералогический состав и № плагиоклазов габброидов Алавердской группы

№ № шлифов	Плагиоклаз	Пироксены	Оливин	Роговая обманка	Вюстит	Актессорин	№ плагиоклаза
342	62,7	27,5	1	0,3	1,5	7	58
338	70	17	—	6	—	7	57
352	52	37	—	—	—	10	73
352 ^a	54	36	1	—	—	9	72
361	68,5	19	—	6	—	6,5	54
3186	56	27	—	7	—	10	61
3376	64	20	—	8	1,5	6,5	61
337а	58,5	32	—	—	2	7,5	60
Среднее:	60,71	26,94	0,38	3,41	0,63	7,93	62
Пределы колебания	52—70	17—36	0—1	0—8	0—2	6,5—10	54—73

Среднезернистые габбро — 342, 338, 352¹, 352², 361, 3186.

Порфиридные габбро — 5376.

Мелкозернистые габбро — 337а.

Как видно из таблицы, плагиоклаз преобладает над пироксенами, которым резко подчинены остальные минералы. Первые два минерала являются для габбро типоморфными, остальные присутствуют не во всех шлифах. Из них роговая обманка и биотит обычно развиваются по пироксенам и являются результатом аллометаморфизма, вызванного внедрением гранитоидов. Содержание минералов довольно изменчиво, особенно плагиоклаза и пироксена. Состав плагиоклаза также колеблется в широких пределах.

Среднезернистые габбро состоят из плагиоклаза (52—70%), авгита (17—37%), иногда оливина (0—1%), роговой обманки (0—7%), биотита (0—6%) и аксессуарных минералов (6,5—10%). Редко в виде единичных зерен попадаются энстатиты и кварц.

Плагиоклаз представлен свежими, либо узкими длиннопризматическими, либо широкопризматическими кристаллами. Размеры — от десятых долей мм до 3 мм. Чаще всего заметно идиоморфен по отношению к пироксену. В кристаллах нередко проявляется зонарность нормального типа, причем обычно различаются две зоны — внутренняя — широкая и внешняя — узкая.

Авгит присутствует в виде угловатых неправильных, реже короткопризматических бесцветных зерен, образующих с магнетитом небольшие кучные скопления. Размеры зерен — от десятых долей мм до 2, реже 3 мм. По десяти измерениям угол 2V колеблется от 57 до 63°, но чаще всего равен 57—60°, CNg = 50—54°, Ng—Nr = 0,022. В зернах отмечаются незамещенные реликты оливина. Август нередко замещается чешуйками роговой обманки и биотита, причем замещение часто происходит по тем участкам, где имеются зерна магнетита. В сильно аллометаморфизованных габбро почти весь август замещен роговой обманкой. Иногда он разложен и превращен в изотропную грязно-бурую массу с примесью вторичного магнетита.

Оливин образует сильно резорбированные зерна, окруженные августом, энстатитом и магнетитом. Размеры зерен—

0,2—1 мм: $2v=86^\circ$, $Ng-Np=0,037$. Большой угол $2V$, по-видимому, обусловлен меньшим содержанием железа. Оливин характеризуется пересечением извилистых, не особенно толстых трещинок, заполненных серпентином, магнетитом и хлоритом. Иногда наблюдается характерная ему петельчатая структура. Некоторые мелкие зерна нацело замещены агрегатом серпентина и магнетита. Иногда встречается интересный реакционный ряд: оливин—авгит—роговая обманка—биотит.

Роговая обманка обыкновенная и преимущественно развивается в виде чешуйчатых зеленых зерен по авгиту. В сильно аллометаморфизованных габбро количество ее возрастает (до 15—20%). В них она выражена угловатыми и короткопризматическими кристаллами, содержащими едва заметные реликты моноклиного пироксена с контурами разъедания. Все это свидетельствует о том, что роговая обманка является псевдоморфозом по пироксену. Размеры зерен—0,6—2 мм. Констатируются две разновидности роговой обманки — зеленая и коричневая, причем последняя замещается зеленой разновидностью и является более ранним образованием. Оптические свойства зеленой разновидности: $2v = -61^\circ$, $CNg = 16^\circ$, $Ng - Np = 0,025$, плеохроизм обычный. Для коричневой разновидности — $2v = -66^\circ$, $CNg = 21^\circ$, $Ng - Np = 0,019$. Зеленая роговая обманка образует двойники и отличается также размазанной спайностью.

Биотит встречается в виде чешуйчатых зерен, развивающихся по авгиту и роговой обманке. Его содержание несколько увеличивается при уменьшении количества роговой обманки.

Описываемые породы местами постепенно переходят в среднезернистые габбро, характеризующиеся отсутствием роговой обманки, высоким содержанием авгита (до 40%) и магнетита (до 10%). В таких габбро авгит непосредственно замещается биотитом, минуя амфиболовую стадию. В них биотит более темноокрашенный с резким плеохроизмом. Как в среднезернистых габбро, так и в остальных вышеупомянутых разновидностях иногда попадаются единичные мелкие ксеноморфные зерна кварца, располагающиеся в промежутках между кристаллами плагноклаза.

Порфирированные габбро слагаются из почти

среднезернистой основной массы, в которой выделяются крупные (от 2,5 до 4,5 мм, редко 1 см) широкотаблитчатые вкрапленники плагиоклаза. По количественному минералогическому составу они весьма сходны с среднезернистыми габбро. Плагиоклаз вкрапленников слабо зонарен, причем наблюдаются две неотчетливо выделяющиеся зоны. В ядре он отвечает № 73, а в периферии — № 61. Во вкрапленниках плагиоклаза встречаются корродированные зерна оливина. Состав плагиоклаза основной массы — № 61.

Мелкозернистые габбро характеризуются повышенным содержанием авгита, магнетита и отсутствием роговой обманки. Весьма редко встречается энстатит, угасание которого отклоняется от прямого на $2-3^{\circ}$. Средний состав плагиоклаза соответствует № 60. Размеры зерен главных минералов — 0,4—0,6 мм. Угасание авгита постоянное и равно 55° . Сила двупреломления биотита в этих породах сравнительно высокая (0,040). Интересно, что авгит и энстатит повсеместно замещаются биотитом, минуя роговообманковую стадию.

Для габброидов типоморфным аксессуарным минералом является магнетит, образующий изометричные и неправильные зерна, приуроченные к цветным минералам. Размеры его зерен — 0,1—0,6 мм. Иногда включает в себя мелкие зерна плагиоклаза. По краям часто замещается биотитом. Из аксессуарных минералов встречаются также апатит, реже сфен. Первый представлен короткопризматическими кристаллами, располагающимися обычно в плагиоклазе.

б. Кварцевые габбро-диориты. К этим породам принадлежат Ахкерпинский и Болнисский интрузивы; занимаемая площадь 1,2 кв. км. Они рвут вулканогенно-осадочные огложения средней юры. Первый представлен узким дайкообразным телом, простирающимся в близширотном направлении. Большая часть Ахкерпинского интрузива покрыта мощными наносами и лесом. Редко обнажающиеся контакты резкие и крутые. Так, в русле р. Ахкерпи контакт падает на юго-запад под углом 80° , а недалеко от развалин церкви — на север под углом 60° . В восточной экзоконтактовой части обнажается зона роговиков мощностью в несколько десятков метров. В северной экзоконтактовой полосе наблюда-

ется значительное увеличение падения расчлененных вулканогенно-осадочных пород (от нормального 20—25° поднимается до 40°), вызванное, видимо, внедрением интрузивного тела. Даже у северо-восточного контакта боковые породы приобретают близвертикальное падение.

Болнисский интрузив имеет штокообразную форму с некоторой вытянутостью в северо-восточном направлении. Непосредственные контакты его с вмещающими породами задерживаются, только в юго-восточной части обнажается резкий контакт, падающий на северо-запад под углом 30°. Вокруг интрузива отмечаются зоны уплотненных, перекристаллизованных пород мощностью в несколько десятков метров. По северо-западной периферии вмещающие вулканогенные породы ороговикованы, а интрузивные породы подвергнуты действию гидротермальных растворов. По-видимому, интрузив падает на северо-запад и пологопадающие на ту же сторону ороговикованные породы послужили экраном для восходящих гидротерм и способствовали процессам автометаморфизма.

Во внутренней тектонике интрузивов кварцевых габбро-диоритов намечается определенная закономерность: развиты трещины отдельности поперечные и продольные, но слабо развиты — диагональные. Во многих местах Болнисские кварцевые габбродиориты пересечены поперечными нарушениями и разрушены до глинистого состояния. В подавляющем большинстве случаев трещины отдельности имеют крутые углы (70—88°). В экзоконтактной зоне Болнисского интрузива вмещающие породы брекчированы системами крутых трещин северо-западного и северо-восточного простирания.

Рассматриваемые интрузивы сложены однообразными почти среднезернистыми темно-зеленоватыми кварцевыми габбро-диоритами, которые по периферии постепенно сменяются более мелкозернистыми темными разновидностями. В последних цветные минералы иногда образуют кучные скопления. В северной периферии Ахкерпинского интрузива на небольшом участке встречаются порфиридные разновидности, состоящие из мелкозернистой темно-зеленоватой основной массы и хаотично рассеянных в ней крупных призматических и вытянутых иглообразных кристаллов цветных минера-

лов и таблитчатых зерен плагиоклаза. По качественному минералогическому составу, они ничем не отличаются от обычных кварцевых габбро-диоритов, их возникновение, возможно, вызвано местными условиями кристаллизации магмы. По мере понижения местности в Ахкерпинском интрузиве устанавливается возрастание содержания цветных минералов, что, по-видимому, объясняется более интенсивными процессами ассимиляции и гибридизма в глубоких частях магматической камеры.

Восточная часть того же интрузива под воздействием дополнительного интрузива плагиогранодиорит-профиров (Шулаверский выход) окварцована, в силу чего обогащена кварцем и обеднена цветными минералами. Здесь интрузивные породы пересечены многочисленными маломощными (от 3 мм до 2 см) кварцевыми жилами двух поколений, преимущественно приуроченными к поперечным трещинам. Ранние жилы простираются в северо-восточном направлении с падением на юго-восток, под углами 70—80°, а молодые имеют северо-западное простирание с падением на северо-восток под углами 75—80°. При удалении от дополнительного интрузива кварцевые жилы быстро исчезают.

В кварцевых габбро-диоритах редко встречаются маломощные (до 2 см) кальцитовые жилы, приуроченные чаще всего к пологим поперечным трещинам.

Ближе к юго-восточному контакту Болнисского интрузива площадь в несколько десятков квадратных метров кварцевые габбро-диориты превращены в сравнительно крупнозернистые кварц-альбитовые породы светло-розовой окраски. Они образовались метасоматическим путем под воздействием богатых натрием кислых растворов, выделившихся из близко расположенного к югу альбитофирового тела.

Макроскопически кварцевые габбро-диориты почти среднезернистые, темно-зеленоватые и темно-серые породы. Структура гипидиоморфнозернистая. Количественно-минералогический состав и результаты определения номера плагиоклаза их приведены в табл. 21.

Из таблицы видно, что они состоят из преобладающего плагиоклаза, пироксена, амфибола, кварца и аксессуарных минералов. Последние представлены магнетитом, апатитом и

сфеном. Вторичные минералы — хлорит, серицит, каолин, карбонат и кварц. Обращает на себя внимание постоянство качественного минералогического состава пород обеих интрузий.

Таблица 21

Количественно-минералогический состав и № плагиоклазов кварцевых габбро-диоритов Алавердской группы

№ № шлифов	Плагио-клаз	Кварц	Амфибол	Пироксен	Акцес-сории	№ пла-гиоклаза
36а	66	15	10	5	4	40
25б	52	10	16	18	4	37
25в	51,5	8	18	19	3,5	39
37	49,5	6	21	20	3,5	41
397	53	12	12	19	4	42
396	59,5	10	8	19	3,5	44
146	59	7	10	20	4	46
396	43,5	10	24	18	4,5	41
Среднее:	54,26	9,75	14,87	17,25	3,87	41,2
Пределы колебания	43,5—66	6—15	8—24	5—20	3,5—4,5	37—46

Болнисские породы — 36^а, 25^б, 25^в, 37.

Ахкерпинские породы — 397, 396, 146, 395^а.

Они весьма близки и по количественному соотношению породообразующих минералов. В них содержание главных компонентов подвергается значительным колебаниям, особенно количество амфибола. Содержание аксессуарных минералов и пироксена (если исключить подсчет 36а) характеризуется большим постоянством. В большинстве случаев при возрастании содержания цветных минералов и особенно пироксена количество кварца уменьшается.

Плагиоклаз представлен идиоморфными таблитчатыми, реже длиннопризматическими кристаллами, варьирующими по размерам от 0,5 до 2 мм. Он обычно сильно разложен и

замещен серицитом, каолинсом, карбонатом. Разрушение плагиоклаза сопровождается выделением вторичного кварца мельчайших размеров. Состав плагиоклаза довольно постоянен и относится к ряду андезина (№ 37—46, среднее из 8 измерений — № 41,2).

Моноклинный пироксен присутствует в виде короткопризматических, резорбированных изометричных и реже длиннопризматических бесцветных кристаллов, нередко замещающихся амфиболом, хлоритом и карбонатом. Размеры зерен — 0,3-0,7 мм. Идиоморфен по отношению к плагиоклазу и иногда располагается внутри последнего. Судя по 18 измерениям, угол оптических осей варьирует в широких пределах — от 47 до 62°, причем максимум падает на пределы 50—58°, $CNg = 45—50^\circ$, $Ng-Np = 0,023$. По оптическим константам моноклинный пироксен относится к авгиту и ферроавгиту (по Винчеллу). Нередко пироксен дает срастание по (100) полисинтетического характера, причем количество сросшихся индивидов не превышает четырех.

Амфибол образует короткопризматические и бесформенные зерна с размерами 0,3—0,7 мм в длину. Он характеризуется несколько несобычным для моноклинных амфиболов оптическим свойством и, по-видимому, относится к группе ромбических амфиболов. Угасание его строго прямое, оптически отрицательный, удлинение положительное. Судя по 20 измерениям, угол оптических осей довольно постоянен и колеблется в пределах 60—64°. В 2 случаях из 20 угол $2V$ оказался выше указанного предела (67—71°). Сила двупреломления $Ng-Np$ варьирует обычно в пределах 0,012—0,016 и редко доходит до 0,023.

Во всех случаях плоскость оптических осей перпендикулярна спайности. С последней совпадает плоскость $NgNm$ оптической индикатрисы.

Плеохроизм несомненно резкий: по Ng — желтовато-зеленый, по Nm — зеленовато-желтый, по Np — светло-желтый. Схема абсорбции: $Ng \cong Nm \gg Np$.

Вследствие разложивности, цвет и интерференционная окраска неравномерная, пятнистая. Этим объясняется также

колебание силы двупреломления в значительно широких пределах. Амфибол нередко замещает моноклинный пироксен и в свою очередь замещается хлоритом. Часто окружен тонкой оболочкой хлорита типа пеннина. Иногда содержит незаметные реликты пироксена и мелкие кристаллы плагиоклаза. Кварц развит в виде неправильных, крайне угловатых, нередко зазубренных зерен, приуроченных к промежуткам между кристаллами плагиоклаза. Средние размеры 0,4—0,5 мм. Некоторая часть кварца имеет вторичное происхождение, образуясь в процессе разложения плагиоклаза. Вторичный кварц отличается от обычного более низким двупреломлением, приуроченностью к плагиоклазу и образованием мельчайших агрегатов.

Магнетит изометричный и угловатый, бесформенный. Обычно приурочен к цветным минералам. Апатит встречается в виде удлиненных игольчатых кристаллов, ассоциирующих с плагиоклазом. Форма сфера клинообразная и неправильная. Некоторая часть аксессуаров образует более мелкие зерна, располагающиеся в промежутках между главными минералами.

Мелкозернистые разновидности описываемых пород сложены теми же минералами, только отличаются большим содержанием моноклинного пироксена. Они состоят из идиоморфных произвольно расположенных кристаллов плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены ксеноморфными зернами кварца, роговой обманки и изометричными зернами моноклинного пироксена. Двойники последнего редки или вовсе отсутствуют. Среди общей массы породы выделяются редкие широкотаблитчатые кристаллы плагиоклаза (№ 49—53) и амфибола, производящие впечатление порфирированной структуры.

Кварц-альбитовые породы, как выше было отмечено, образовались метасоматическим путем за счет кварцевых габбро-диоритов Болнисского интрузива. Под микроскопом они слагаются из плагиоклаза (57%), кварца (23%), магнетита (4%) и других вторичных продуктов (16%). Первоначальный плагиоклаз замещен альбитом и альбит-олигоклазом. Кристаллы идиоморфные таблитчатого

габитуса, т. е. они сохраняют первоначальные очертания. Большой частью образует простые двойники по альбитовому закону. Цвет плагиоклаза буроватый вследствие интенсивной пелитизации. Промежутки между кристаллами плагиоклаза выполнены крайне бесформенными зазубренными зернами кварца, хлоритом, карбонатом, лимонитом и каолином. Вторичное тонкодисперсное бурое хлорит-пелит-лимонитовое вещество окружает в виде каемок кристаллы плагиоклаза и заполняет их микротрещинки. Цветные минералы целиком замещены тонким агрегатом зеленовато-коричневого и коричневого хлорита, включающего в себя мелкие реликты амфибола. Кварц содержит зерна альбита с контурами разъедания. По-видимому, альбитизация кварцевых габбро-диоритов предшествовало кварцитизации.

Интересно отметить, что плагиоклаз нередко по краям прорастается тонкими мирмекитовыми вростками кварца. Иногда целые индивиды плагиоклаза замещены мирмекитом. Отмечаются также случаи, когда на стыке плагиоклаза и кварца в первом образуются мирмекитовые вростки, которые с прилегающими зернами кварца обладают одинаковой оптической ориентировкой. В этих породах мирмекиты возникли вследствие взаимодействия кислых растворов с твердой фазой плагиоклаза и, вероятно, альбитизация предшествовала образованию мирмекитов.

Описанные кварц-альбитовые породы постепенно переходят в хлоритизированные и карбонатизированные кварцевые габбро-диориты.

В табл. 22 приведены данные о химическом составе габброидов и кварцевых габбро-диоритов. Анализы произведены в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР аналитиками А. Петросян, Г. Джрбашян, Э. Гаспарян.

Анализируемые габбро близки к аналогичным породам среднего состава, отличаясь пониженной величиной числа b , но повышенной числа s . Они характеризуются пониженным содержанием окисла магния, но повышенным — кремнезема и глинозема против среднего состава, по Дэли. Кварцевые габбро-диориты имеют переходный состав между габбро и кварцевыми диоритами.

Химические составы габброидов и кварцевых
габбро-диоритов Алавердской группы

Окислы и числа За- варицкого	Габброиды			Кв. габбро-диориты		
	349	342	среднее из 2 ан.	25	397	среднее из 2 ан.
SiO ₂	50,50	51,91	51,20	52,78	54,52	53,60
TiO ₂	0,27	0,11	0,19	0,99	0,79	0,89
Al ₂ O ₃	19,07	21,57	20,32	17,81	19,19	18,50
Fe ₂ O ₃	5,50	3,07	4,28	4,05	0,16	2,10
Feo	5,82	6,10	5,96	6,10	7,06	6,58
Mno	0,24	0,06	0,15	0,13	0,03	0,08
Mgo	4,22	4,32	4,27	2,21	4,88	3,54
CaO	10,00	9,24	9,62	7,76	6,80	7,28
Na ₂ O	1,76	2,56	2,16	4,50	1,68	3,09
K ₂ O	2,24	0,98	1,61	0,88	1,68	1,28
ppp	0,07	0,11	0,09	2,80	2,80	2,80
H ₂ O	0,06	—	0,03	0,04	0,12	0,08
a	7,30	7,40	6,19	12,00	6,40	9,00
c	9,90	11,40	11,57	6,60	8,60	8,00
b	21,60	17,80	19,16	17,10	19,00	16,00
s	61,20	63,40	63,08	64,30	66,00	67,00
a'	—	—	—	—	17,00	—
f'	51,00	55,00	53,46	57,50	37,50	54,00
m'	47,00	45,50	41,15	23,30	45,50	40,10
c'	14,10	1,70	5,39	19,00	—	5,90
n	54	35	83,30	88	60	78

Ахкерпинский габбро-диорит — 397

Болнисский » — 25

2. КВАРЦЕВЫЕ ДИОРИТЫ

Интрузивные породы, относимые к этому петрографическому типу, пользуются наибольшим распространением и слагают наиболее крупный Кохбский массив, Чочканский, Цахкашатский и Ахталинский интрузивы. Последние два являются сателлитами Кохбского массива.

а. Кохбский массив

Названный массив занимает площадь 90 кв. км. По северному и южному краям он контактирует с вулканогенными

городами средней юры, по юго-западному краю — с отложениями нижней юры и по восточному краю — с эффузивами верхней юры. По долине р. Дебед массив покрывается либо наносами, либо молодыми базальтами. Контакты его с вмещающими юрскими отложениями обнажаются в немногих местах — северо-восточнее г. Зикатар, южнее с. Шнох и, по данным В. Г. Грушевого (1941¹), южнее г. Зикатар. Наиболее хорошо контакт обнажается во втором месте, где боковые породы превращены в рассланцованные, сильно измененные породы, инъецированные местами малоомощными жилами интрузивных пород. Верхняя поверхность контакта массива с боковых породами резкая и падает на СВ 30—55° под углом 40—55°. Согласно В. Г. Грушевому (1941¹), отмеченные контактово-измененные породы представляют собою сохранившуюся пачку пород почвы, зажатую в интрузивном массиве близ его лежащего бока.

Кохбский массив имеет штокообразную форму с вытянутостью в северо-восточном, близмеридиональном направлении. По-видимому, он с глубиной расширяется, так как по всем обнаженным окраинам наблюдаются широкие зоны контактово-измененных пород.

Внутренняя структура интрузива характеризуется наличием разнообразных трещин отдельности. Выделяются следующие системы трещин отдельности: I) меридиональная и близмеридиональная с падением на В и СВ—66 случаев; II) северо-восточная с падением на ЮВ—130 случаев; III) северо-западная с падением на СВ—132 случая; IV) широтная и близширотная с падением на Ю и ЮВ — 36 случаев. Из измеренных 364 трещин отдельности 267 имеют крутые падения (более 60°) и только 97 — средние и пологие (ниже 60°). Следовательно, вторая и третья системы трещин развиты одинаково и являются преобладающими.

Массив сложен преимущественно кварцевыми диоритами, среди которых по характеру и количественным соотношениям цветных минералов различаются роговообманковая, роговообманково-биотитовая и биотитовая разновидности. По данным В. Г. Грушевого (1941¹), встречаются также агитовые кварцевые диориты, как редкое исключение. Наибольшим развитием пользуется вторая разновидность, в которой

цветные минералы присутствуют в различных количествах. Роговообманковая разновидность встречается чаще всего в южной и юго-западных частях массива, биотитовая разновидность — в центральной части и роговообманково-биотитовая разновидность — в северо-западной и северо-восточной частях. Однако строгой закономерности в пространственном распределении этих разновидностей внутри массива не наблюдается.

Наиболее основными породами являются диориты, слагающие периферию массива на склонах гг. Кондох и Зикатар. В остальных местах краевые фации представлены кварцевыми диорит-порфиритами, обнажающимися в виде узких небольших зон западнее с. Кохб, севернее с.с. Личкадзор, Арчис и юго-западнее с. Техут.

Все разновидности характеризуются постепенными взаимопереходами и являются в значительной степени гомогенизированными габридными породами, возникшими благодаря ассимиляции кислой магмой вмещающих основных вулканогенных пород юры. Поэтому среди них трудно выделить породы главной интрузивной фации. К последним с некоторой условностью можно отнести биотитовые кварцевые диориты.

Макроскопически рассматриваемые породы однообразны. В свежем виде это равномернозернистые серые и темновато-серые породы с розоватым, желтоватым и зеленоватым оттенками. Центральные части массива сложены среднезернистыми, иногда почти крупнозернистыми кварцевыми диоритами, сменяющимися в направлении к периферии мелкозернистыми темноватыми разновидностями. Однако иногда в центральных частях более крупнозернистые кварцевые диориты постепенно переходят в мелкозернистые, характеризующиеся невыдержанностью на больших протяжениях. Они по составу соответствуют более основным кварцевым диоритам, но отличаются от пород краевых фаций пониженным содержанием роговой обманки, меньшей основностью плагиоклаза и несколько повышенным количеством кварца.

Микроскопические исследования нескольких десятков образцов, специально отобранных из различных частей массива, позволили в некотором грубом приближении установить закономерности в изменении количественных соотношений породообразующих минералов и состава плагиоклаза интрузива.

зивных пород в зависимости от их пространственного расположения внутри массива как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. В общих чертах установлено, что с центра к периферии возрастает содержание роговой обманки, основность плагиоклаза, но уменьшается количество кварца и биотита. Совершенно противоположная картина наблюдается с глубиной. Из этого правила есть и много отклонений, вызванных, по-видимому, местными геолого-тектоническими условиями кристаллизации магмы и другими факторами.

Структура кварцевых диоритов гипидиоморфнозернистая. Для пород краевых фаций характерна микропорфировидная структура. В минералогическом составе их присутствует: главные — плагиоклаз, кварц, обыкновенная роговая обманка, биотит; аксессуарные — магнетит, циркон, апатит, сфен, реже рутил; вторичные — хлорит, серицит, каолин, сфен, лейкоксен, реже эпидот, клиноцоизит, карбонат, кварц, магнетит. В биотитовой и биотит-роговообманковой разновидностях в виде единичных зерен встречается калиевый полевой шпат.

В табл. 23 приведены средние минералогические составы¹ главных петрографических разновидностей пород Кохбского массива, вычисленные по 39 шлифам.

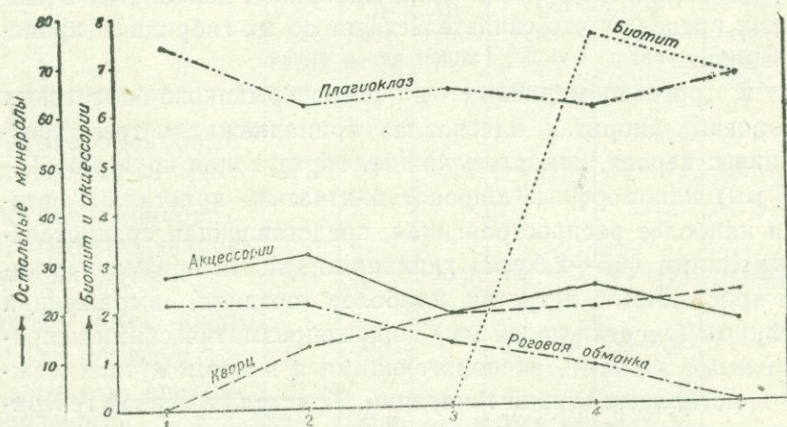
По данным табл. 23, построена вариационная диаграмма (фиг. 26) с целью отчетливого изображения изменения в относительном содержании породообразующих минералов в различных петрографических разновидностях пород. Вариационная диаграмма показывает следующее. При переходе от одной разновидности пород к другой содержание кварца и роговой обманки изменяется в противоположном направлении. Так, количество роговой обманки возрастает в роговообманковых кварцевых диоритах, достигает максимума в породах краевых фаций и доходит почти до нуля в биотитовых кварцевых диоритах. Наоборот, наибольшее содержание кварца наблюдается в биотитовых кварцевых диоритах и

¹ Более подробные данные о количественно-минералогическом составе и результатах определения плагиоклазов пород Кохбского, Чочканского и Цахкашатского интрузивов приведены в сводном отчете автора, посвященном интрузивам Сомхето-Кафанской зоны.

Средние минералогические составы главных
петрографических разновидностей пород
Кохбского массива

Минералы	Породы				
	Диориты	Кварц. диорит-порфиры	Рогово-обманковые кварцевые диориты	Кварц. диориты с двумя цветными минералами	Биотитовые кварцевые диориты
Плагиоклаз	74,85	62,2	64,84	61,0	68,25
Кварц	0,4	13,3	19,60	20,4	23,25
Роговая обманка	22	21,3	13,60	8,5	—
Биотит	—	—	—	7,6	6,75
Акцессории	2,75	3,2	1,96	2,5	1,75

наименьшее — в породах краевых фаций. Содержание плагиоклаза подвергается небольшим колебаниям, только значительно повышается в диоритах. Намечается тенденция к возрастанию количества акцессорных минералов (среди них преобладает магнетит) в породах краевых фаций.



Фиг. 26. Вариационная диаграмма средних минералогических составов главных разновидностей пород Кохбского массива. 1. Диориты. 2. Кварцевые диорит-порфиры 3. Роговообманковые кварцевые диориты. 4. Кварцевые диориты с двумя цветными минералами.

5. Биотитовые кварцевые диориты.

В табл. 24 даны пределы колебания содержания породообразующих минералов в главных петрографических разновидностях Кохбского массива.

Таблица 24

Пределы колебания содержания минералов в главных петрографических разновидностях пород Кохбского массива

Породы	Дiorиты	Кварцевые диорит-порфири-ты	Роговообман-ковые кварцевые диориты	Кварц, диориты с двумя цветными минералами	Биотитовые кварцевые диориты
Плагиоклаз	71—78,7	54,5—67	63—74,2	47,5—71	59—77
Кварц	0,3—0,5	10—16	16—24	14—25	18—26
Роговая обманка	18—26	15—33	6—22	2—17	—
Биотит	—	—	—	4—15	4—13
Акцессории	2,5—3	2,5—4	0,8—3	1—4	1—3

Из табл. 24 вытекает, что во всех петрографических разновидностях пород содержание минералов колеблется в широких пределах, что свидетельствует об их гибридном происхождении.

В роговообманковых и роговообманково-биотитовых кварцевых диоритах плагиоклаз принадлежит к трем генерациям: первая, наиболее ранняя, образующая крупные (4—6,5 мм) идиоморфные широкотаблитчатые кристаллы; вторая наиболее распространенная, представленная сравнительно мелкими (1,5—2,5 мм) гипидиоморфными призматическими кристаллами, и третья, наиболее поздняя, выраженная мелкими (десятки долей мм) короткопризматическими неправильными зернами, располагающимися в промежутках между кристаллами второй генерации. Кристаллы первой генерации часто зонарны, причем по линии разграничения зон местами наблюдается явление коррозии. Такие кристаллы содержат акцессорные минералы и роговую обманку, располагающиеся параллельно удлинению плагисклаза. В одном шлифе в плагосклазе первой генерации встречен энстатит,

окруженный тонкой каемкой роговой обманки. В кристаллах второй генерации иногда проявляется слабая зонарность с числом зон не более двух: зона поцота и зона поваренной соли. Во остальных разновидностях кварцевых диоритов присутствуют первая и вторая генерации плагиоклазов. В породах краевых фаций плагиоклаз первой генерации образует широкопризматические, слабо зонарные порфирированные вкрапленники иногда с оборванными контурами. Эти вкрапленники нередко прорастают пойкилитовыми вростками роговой обманки, кварца, апатита и плагиоклаза. В табл. 25 приведены средние составы плагиоклазов отдельных генераций в главных разновидностях пород, вычисленные на основании 110 измерений. В таблице даны также пределы колебания номера плагиоклазов.

Таблица 25

Составы плагиоклазов отдельных генераций в главных разновидностях пород Кохобского массива

Название пород	№ плагиоклаза					
	Среднее			Пределы колебания		
	I генерация	II генерация	III генерация	I генерация	II генерация	III генерация
Роговообманковые кварцевые диориты	47,5	39	35,4	44—50	35—41	33—37
Роговообманково-биотитовые кварцевые диориты	48	39	33	42—53	35—44	31—37
Биотитовые кварцевые диориты	44	36,5	—	42—46	36—37	—
Кварцевые диорит-порфириды	47	36,6	—	46—49	36—37	—
Диориты	49,5	—	—	49—53	—	—

Как видно из табл. 25, наблюдаются значительные различия в составе плагиоклазов разных генераций, причем наи-

более основными являются плагиоклазы первой генерации и наиболее кислыми — третьей генерации. Различия в составе плагиоклазов первой и второй генераций более ощутимые чем второй и третьей. В каждой разновидности пород состав плагиоклазов одной и той же генерации подвергается небольшим колебаниям. Однако пределы колебания номера плагиоклазов первой генерации более широкие, чем остальных генераций.

В табл. 26 даны средние составы плагиоклазов в различных разновидностях пород с указанием пределов колебания их номера. В ней приведены также данные о количественных соотношениях различных генераций плагиоклазов, которые были учтены при вычислении средних составов.

Таблица 26

Название пород	Количественное соотношение генераций в объем. %			№ плагиоклаза	
	I	II	III	среднее	пределы колебания
Роговообманковые кварцевые диориты	10	86	4	39,8	33—50
Роговообманково-биотитовые кварцевые диориты	9	86	5	39,5	31—53
Биотитовые кварцевые диориты	8	92	—	37	36—46
Кварцевые диорит-порфириты	45	55	—	41,3	36—49
Диориты	—	—	—	49,5	49—53

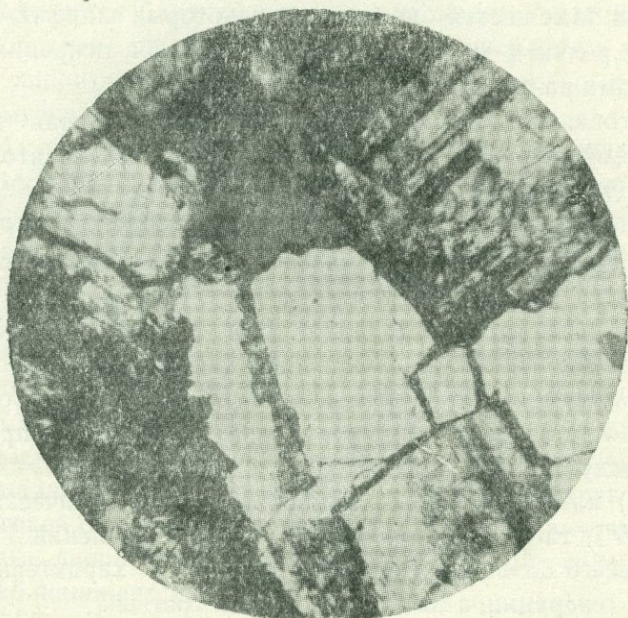
Приведенные данные показывают, что основность среднего состава плагиоклазов значительно увеличивается в наиболее гибридизированных породах (диоритах) и несколько уменьшается в биотитовых кварцевых диоритах. Состав плагиоклазов подвергается большим колебаниям, особенно в кварцевых диоритах с двумя цветными минералами.

Плагиоклаз свеж, только редко местами замещен тонко-чешуйчатым агрегатом серицита и соссюритовым веществом.

Кварц образует мелкие (0,8—1 мм) ксеноморфные зерна, расположенные в промежутках между кристаллами главных минералов; реже представлен более крупными (2—3 мм) зернами, содержащими плагиоклаз, роговую обманку, апатит, циркон и магнетит, в породах краевых фаций иногда мутноватый.

Роговая обманка принадлежит к трем генерациям, ранняя из которых образует более крупные (2—3,5 мм) призматические кристаллы, включенные иногда в плагиоклаз второй генерации; вторая представлена угловатыми зернами (1—1,5 мм), приуроченными к промежуткам между кристаллами плагиоклаза второй генерации; наиболее поздняя встречается в виде ксеноморфных зерен, ассоциирующих с плагиоклазом третьей генерации. Наиболее часто встречаются вторая, затем первая генерации. Редко первая генерация преобладает над второй.

В некоторых шлифах роговая обманка заполняет микротрещинки кварца и является явно поздним выделением (фиг. 27).



Фиг. 27. Заполнение микротрещинок кварца роговой обманкой в кварцевых диоритах Кохского массива. Увелич. $\times 26$. Николи \perp

В диоритах краевых фаций выделяются две генерации роговой обманки, ранняя из которых представлена призматическими, иногда двойникованными кристаллами, а другая образует мелкие ксеноморфные зерна, располагающиеся в промежутках между плагиоклазовыми кристаллами.

В кварцевых диорит-порфиридах краевых фаций роговая обманка первой генерации образует вкрапленники, представленные удлиненными узкопризматическими кристаллами, погружающимися в мелкозернистую основную массу. Во всех разновидностях пород роговая обманка ранних генераций (особенно первой) нередко образует двойники по (100). За немногими исключениями плагиоклаз каждой генерации идиоморфен по отношению к роговой обманке соответствующей генерации.

В роговообманково-биотитовых кварцевых диоритах оба цветных минерала встречаются обычно совместно, к которым иногда присоединяются магнетит, апатит и циркон. В огромном большинстве случаев роговая обманка и биотит образуют самостоятельные кристаллы и между ними энергичных реакционных явлений не наблюдается. Только редко роговая обманка замещается биотитом. В некоторых шлифах она содержит реликты моноклинного пироксена с неправильными контурами разъедания.

Роговая обманка окрашена в зеленый (первая генерация), темно-зеленый (вторая генерация), зеленовато-коричневый (третья генерация), реже зеленовато-голубой (первая генерация) цвета. Плеохроизм и схема абсорбции обычны, но иногда $N_g \cong N_m \gg N_p$. По многочисленным измерениям CN_g колеблется от 8 до 28° (часто от 14 до 22°); $N_g - N_p = 0,013 - 0,035$ (часто от 0,020 до 0,023). При увеличении интенсивности окраски нередко увеличивается угол погасания и сила двупреломления. По 36 измерениям угол оптических осей колеблется от 59 до 86°, причем максимум падает на промежуток между 63—68°. В породах краевых фаций (особенно в диоритах) наблюдаются как наибольшие углы оптических осей (80—86°), так и наибольшая сила двупреломления (0,035). Чаще всего большие углы оптических осей характерны для второй генерации, а малые углы — для третьей.

Биотит темно-коричневый и коричневый с резким плеохро-

роизмом. $N_g - N_p$ колеблется в широких пределах — от 0,034 до 0,072. В биотитовых кварцевых диоритах при увеличении содержания биотита возрастают сила его двупреломления, интенсивность окраски и резкость плеохроизма. Видимо, это объясняется тем, что все хромофоры вошли в решетку биотита из-за отсутствия роговой обманки. Биотит обычно образует неправильные зерна, приуроченные к промежуткам между кристаллами плагиоклаза второй генерации. Отмечаются и более мелкие (десятые доли мм) крайне ксеноморфные зерна в интерстициях кварцевых кристаллов. Биотит этой поздней генерации отличается сравнительно слабым плеохроизмом и меньшей силой двупреломления. Редко встречающийся калиевый полевой шпат в виде единичных ксеноморфных, слегка пелитизированных зерен располагается в промежутках между кварцем и плагиоклазом. Посторонние включения в цветных минералах представлены магнетитом, плагиоклазом, апатитом, цирконом и кварцем. Интересно, что роговая обманка содержит часто пойкилитовые вросстки плагиоклаза, а биотит — вросстки кварца. Это объясняется близким временем их кристаллизации. Редкое разложение цветных минералов сопровождается образованием хлорита, вторичного магнетита, неправильных зерен сфена, мутного лейкоксена и эпидота.

Магнетит в виде неправильных и изометричных зерен либо ассоциирует с биотитом, либо располагается в промежутках между главными минералами и реже внутри роговой обманки, плагиоклаза и кварца. С увеличением содержания биотита возрастает количество магнетита, хотя есть и исключения из этого правила.

Циркон представлен мелкими, отчетливо очерченными, короткими призмочками, расположенными в главных минералах поздних генераций и главным образом в промежутках между ними. Нередко окружен черной непрозрачной камкой, принадлежащей, вероятно, к малакону. Вокруг циркона и роговой обманки редко наблюдаются едва заметные плеохроичные дворники. В породах краевых фаций содержание его резко понижается.

Апатит принадлежит к двум генерациям, одна из ко-

торых в виде вытянутых игольчатых кристаллов хаотично располагается в плагиоклазе и кварце поздних генераций, а другая образует короткие призмочки в промежутках между светлыми минералами. Совместно с другими акцессорными минералами нередко ассоциирует с биотитом. Апатит во включениях слегка синеватый и иногда обнаруживает косое погасание. В породах апатит часто представлен неправильными зернами, содержащими мелкие точечные зерна черного рудного минерала, придающего ему мутноватый оттенок.

С ф е н относится к нескольким генерациям, причем ранняя из них встречается в виде единичных клинообразных кристаллов, ассоциирующих с роговой обманкой и обнаруживающих дисперсию биссектрис и слабый плеохроизм. Сфен второй генерации является преобладающим; образует более темные неправильные зерна в промежутках между главными породообразующими минералами; плеохроизм едва заметен; обнаруживает мелкую точечную ирризацию. Сфен поздней генерации в виде микропрожилков сечет главные породообразующие минералы (фиг. 28); по окраске и слабому плеохроизму сходен с предыдущим. Следует отметить, что содержание



Фиг. 28. Пересечение плагиоклаза микропрожилком сфена поздней генерации в гибридных диоритах Кохбского массива, Увелич. 55. Николи +.

сфена последних двух генераций увеличивается с возрастанием контаминированности пород. В диоритах, являющихся наиболее загрязненными породами массива, сфен первой генерации почти отсутствует.

Они изобилуют сфеном второй генерации, приуроченным к интерстициям между плагиоклазовыми кристаллами. Во всех разновидностях пород Кохбского массива широко распространен сфен еще одной генерации, возникающий в результате разложения цветных минералов. Он образует бесформенные грязно-бурые агрегаты.

Рутил представлен мелкими короткими призмочками, приуроченными часто к цветным минералам. Редко располагается внутри главных породообразующих минералов поздних генераций. Цвет коричневый без заметного плеохроизма.

Наиболее часто встречающимся вторичным минералом является хлорит, который развивается по цветным минералам, сохраняя их габитус. Хлорит относится по оптическим свойствам к пеннину.

На основании приведенных данных можно предполагать следующий общий порядок кристаллизации породообразующих минералов: а) плагиоклаз и роговая обманка I генерации; б) плагиоклаз и роговая обманка II генерации, возможна некоторая часть кварца; в) плагиоклаз и роговая обманка III генерации, кварц и биотит I генерации; г) кварц и биотит II генерации.

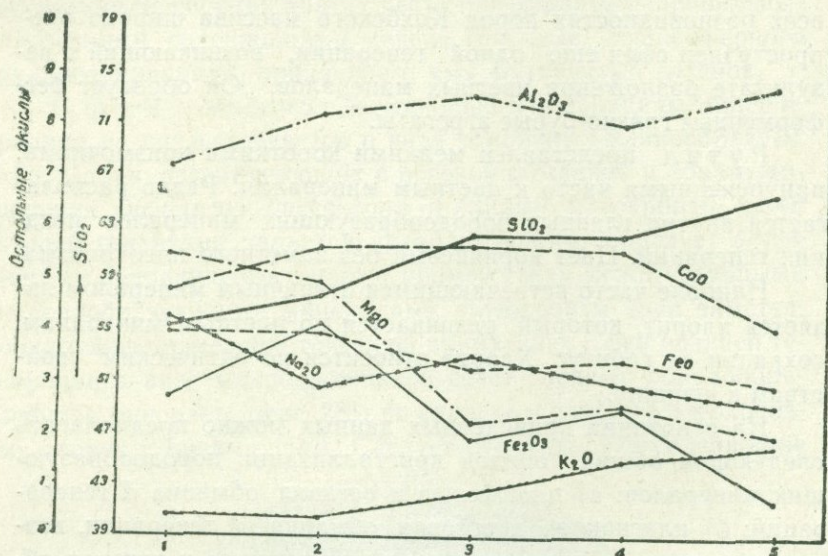
Некоторая часть биотита и роговой обманки выделилась после кварца II генерации. Калиевый полевой шпат (если присутствует) также образовался после кварца, вследствие ничтожной концентрации калия в магматической системе.

Незначительная часть аксессуарных минералов кристаллизовалась совместно с главными породообразующими минералами ранних генераций и, вероятно, до них. Однако, главная масса их образовалась совместно с главными минералами наиболее поздних генераций и после них. Сфен нередко является постмагматическим.

Химический состав главных петрографических разновидностей пород Кохбского массива охарактеризован 12 анализами, помещенными в табл. 27. Анализы произведены в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР аналитиками С.

Дехтрикян, Г. Джрбашян и В. Бабаян. Анализы 17 и 320 заимствованы у В. Г. Грушевого, № 1—20 — у О. С. Степаняна, №№ 54/47, 14/47 — у Э. А. Хачатуряна и анализ без номера — у Г. Пиджяна.

По данным отмеченной таблицы построена вариационная диаграмма, представленная на фиг. 29.



Фиг. 29. Вариационная диаграмма химических составов главных разновидностей пород Кохбского массива. Для глинозема начало координат 10%. 1 Диорит. 2 Кв. диорит-порфирит. 3. Средний роговообманковый кв. диорит. 4. Средний кв. диорит с двумя цветными минералами. 5. Бiotитовый кв. диорит.

Как видно из табл. 27 и диаграммы, все петрографические разновидности пород характеризуются натриевым обликом. Роговообманковые кварцевые диориты и кварцевые диориты с двумя цветными минералами по химизму очень близки друг к другу.

Бiotитовые кварцевые диориты являются более кислыми породами, отличающимися от отмеченных двух разновидностей кварцевых диоритов повышенным содержанием кремнезема и окисла калия, но пониженным — магния, окислов железа и кальция, что хорошо согласуется с данными по количественно-минералогическому составу пород.

Химические составы главных разновидностей пород Кохбского массива

Окислы и числа За- варяцкого	Дио- риты		Роговообманковые кв. диориты			Кварц. диориты с двумя цветными минералами								Блотто- вый кв. диорит
	80	Кв. дио- рит-пор- фирит 10	1	180	среднее	99	1 20	17	3 0	—	54 47	14/47	среднее	
SiO ₂	55.29	57.71	61.54	63.30	62.42	61.77	62.85	61.41	63.05	62.09	62.15	62.50	62.26	65.60
TiO ₂	0.52	0.52	0.49	0.72	0.60	0.44	0.13	0.32	0.75	0.80	0.15	0.17	0.39	0.55
Al ₂ O ₃	17.16	18.16	18.66	18.51	18.58	18.88	18.11	16.34	16.05	17.15	20.23	18.97	17.96	18.72
Fe ₂ O ₃	2.71	4.13	2.48	1.36	1.92	2.45	3.09	2.66	2.54	2.06	2.05	2.65	2.50	0.73
Feo	3.97	3.97	3.17	3.38	3.27	3.02	3.34	3.23	3.16	3.85	3.57	3.91	3.44	2.95
Mno	0.23	0.01	0.07	0.14	0.10	0.10	—	0.06	0.10	0.08	—	—	0.05	0.07
Mgo	5.47	4.90	2.71	1.81	2.26	2.41	3.52	3.01	2.61	2.65	2.24	1.72	2.59	1.99
CaO	4.79	5.57	5.80	5.45	5.62	5.80	5.09	6.37	5.40	5.19	4.94	6.02	5.54	4.07
Na ₂ O	4.26	2.90	3.06	3.94	3.50	2.64	1.65	3.25	3.80	4.01	3.06	2.21	2.94	2.58
K ₂ O	0.40	0.36	0.90	0.84	0.87	0.87	1.35	2.37	1.62	1.52	1.50	1.27	1.50	1.80
nnn	4.12	2.48	1.04	0.40	0.72	0.92	0.45	1.16	0.79	0.50	0.60	0.80	0.74	0.52
H ₂ O	0.18	0.14	0.10	—	0.05	0.13	0.70	0.17	0.16	0.29	0.19	0.25	0.27	—
a	10.38	7.03	8.20	10.90	9.17	7.40	5.39	10.76	11.94	11.20	8.90	6.80	8.73	8.20
c	6.11	6.89	7.20	6.74	6.95	7.20	6.06	5.66	4.75	6.00	6.00	7.40	6.79	4.90
b	17.62	19.44	12.60	8.40	11.12	13.30	17.87	12.77	11.40	10.50	14.80	13.20	12.27	13.50
s	65.89	66.64	72.00	73.87	72.76	72.10	70.59	70.81	71.91	72.30	70.30	72.60	72.21	73.40
a'	8.07	19.15	21.70	8.26	20.00	30.50	35.40	—	—	—	40.20	31.60	18.08	49.50
f'	37.09	37.94	41.90	54.55	44.37	38.50	31.70	42.70	45.83	53.30	33.80	46.30	45.20	25.20
m'	54.84	42.91	36.40	37.19	35.63	31.00	32.90	40.00	38.70	42.80	26.00	22.10	36.72	25.30
c'	—	—	—	—	—	—	—	17.30	15.47	3.90	—	—	—	—
n	94.52	92.15	83	88.61	84.80	81.10	65	67.90	69.30	80.20	75.70	71.40	74.60	69

Из вариационной диаграммы отчетливо видно, что при переходе от кварцевых диоритов к породам краевых фаций происходит резкое уменьшение содержания кремнезема, но увеличение окислов железа и магния. Это объясняется тем, что в результате ассимиляции они обогатились роговой обманкой и обеднели кварцем. В породах краевых фаций наблюдается и наименьшее количество калия, что обусловлено отсутствием в них биотита. По-видимому, весь имеющийся в породе калий изоморфно входит в кристаллическую решетку плагиоклаза.

При переходе от кварцевых диоритов к наименее контактированным биотитовым кварцевым диоритам возрастает количество кремнезема, глинозема, окисла калия, но убывает содержание остальных окислов. Интересно поведение окисла калия, содержание которого прогрессивно возрастает в направлении от пород краевых фаций к биотитовым кварцевым диоритам. В общих чертах обратную тенденцию обнаруживает натрий. Кривая окисла калия, по-видимому, указывает на степень контактированности пород.

Как видно по анализам и результатам их пересчета, все петрографические разновидности пород Кохбского интрузива, за редким исключением, относятся к ряду пересыщенных глиноземом. Кварцевые диориты отличаются от аналогичных пород по Дэли повышенным содержанием кремнезема, глинозема, но пониженным — окисла калия и общей суммы щелочей. Биотитовый кварцевый диорит по химическому составу близок к среднему гранодиориту по Дэли, но от последнего отличается высоким содержанием глинозема и пониженным — щелочей, особенно окисла калия.

С учетом количественного соотношения отдельных петрографических разновидностей¹ был вычислен средний химический состав пород Кохбского массива в целом, который приведен в табл. 28.

Приведенный средний химический состав пород Кохбского массива близок к среднему кварцевому диориту по Дэли, только отличается некоторой повышенной кислотностью, но

¹ При вычислении среднего химического состава были учтены те же цифры, что и при вычислении среднего минералогического состава.

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
62,32	0,48	18,25	2,21	3,36	0,07	2,52	5,47	3,15	1,22

пониженной щелочностью, в частности, пониженным содержанием калия.

б) Чочканский интрузив

Этот интрузив расположен по левому берегу р. Дебед в окрестностях одноименного селения, занимая площадь 2,5 кв. км. Он образует штокообразное тело с вытянутостью в широтном направлении. По северному краю интрузив контактирует с вулканогенными породами средней юры, а по южному краю — с отложениями нижней и верхней юры. В юго-восточной части породы его прорваны гранитами. На востоке он скрывается под верхнеплиоценовыми базальтами и, по-видимому, соединяется с Кохбским массивом. В нем трещины отдельности северо-западного простирания значительно преобладают над трещинами северо-восточного простирания. Часто они падают на северо-восток и юго-восток под крутыми углами.

Юго-восточная часть интрузива сложена среднезернистыми темновато-серыми с розоватым оттенком породами, которые к северо-западу постепенно переходят в сравнительно мелкозернистые разновидности более темных оттенков. В минералогическом составе их присутствуют плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, роговая обманка и биотит. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, циркон, сфен, реже рутил и вторичные — серицит, каолин, хлорит, карбонат.

По мере удаления от гранитов содержание кварца и калиевого полевого шпата уменьшается, а в северо-западной части интрузива количество последнего доходит до ничтожного.

Плагиоклаз варьирует по составу от № 33 до № 41; средний состав его отвечает № 37.

Калиевый полевой шпат выполняет промежутки между кристаллами кварца и плагиоклаза, а также образует каемки вокруг последнего. Он нередко замещает плагиоклаз, включая в себя его реликты с контурами разъедания. Приведенные в табл. 29 данные показывают, что калиевый полевой шпат по ориентировке оптической индикатрисы ближе стоит к триклинному ряду.

Таблица 29

№ № шлифов	2V	L (001)		
		Ng	Nm	Np
866	67—83°	82°	15°	81°
866	69—83°	80°	17°	85°
898	74—81°	82°	16°	72°
898	74—81°	83°	15°	79°
906	65—80°	83°	16°	84°
833	67—85°	80°	17°	76°

Остальные минералы по морфологическим особенностям и оптическим свойствам сходны с таковыми пород Кохбского массива. Только в связи с внедрением гранитов роговая обманка нередко разложена, а плагиоклаз сильно пелитизирован и серицитизирован.

в) Цахкшатский интрузив

Этот интрузив занимает площадь 2—2,5 кв. км. Среди вулканогенной толщи нижней юры он представлен дайкообразным телом, простирающимся в северо-восточном направлении.

Непосредственные контакты его с вмещающими вулканогенными породами задерживаются. Только по северо-западной периферии, начиная с западной окраины сел. Цахкшат, протяженностью примерно в 1 км, местами обнажаются извилистые контакты, у которых наблюдается узкая зона гибри-

ных пород, далее постепенно сменяющихся темными интенсивно амфиболизированными породами. У непосредственных контактов в мелкозернистых кварцевых диоритах отмечается заметное уменьшение роговой обманки, и потому они приобретают более светлые тона, в отличие от обычных темно-серых интрузивных пород, слагающих центральную часть интрузива. Это объясняется выносом из его периферии большого количества железа и магния в период автотематоморфизма.

Обработка 67 измерений трещин отдельности показывает, что в Цахкашатском интрузиве в отношении распространенности различных систем трещин наблюдается та же картина, как и в Кохбском массиве.

Он сложен теми же кварцевыми диоритами Кохбского интрузива. По характеру и соотношениям цветных минералов различаются роговообманковая и роговообманково-биотитовая разновидности. Редко встречаются биотитовые кварцевые диориты с ничтожным содержанием роговой обманки. Отдельные разновидности кварцевых диоритов обоих интрузивов сходны по количественным соотношениям породообразующих минералов и их оптическим свойствам. В кварцевых диоритах Цахкашатского интрузива CNg роговой обманки иногда доходит до 30%.

Результаты 27 измерений показывают, что средний состав плагиоклазов первой генерации отвечает № 48, второй генерации — № 40 и третьей — № 33. Плагиоклазы первой генерации варьируют от № 44 до № 52, второй генерации — от № 37 до № 44 и третьей — от № 31 до № 37.

В юго-восточной периферии интрузива встречаются также кварцевые диорит-порфириты, отличающиеся от аналогичных пород Кохбского массива присутствием биотита и повышенным содержанием кварца. Структура их микропорфировидная с мелкозернистой гипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Вкрапленники представлены идиоморфными кристаллами плагиоклаза (№ 46—49), содержащими пойкилитовые включения кварца, биотита, апатита и магнетита. Во вкрапленниках иногда присутствуют изометричные зерна кварца. Преобладающая основная масса состоит из плагиоклаза (№ 28—35), роговой обманки, биотита, кварца, магнетита, апатита, циркона и сфена.

г. Ахталинский интрузив

Ахталинское небольшое сателлитовое тело юго-западнее Чочканского интрузива размещается в верхнеюрских отложениях. Действительные контуры, размеры и условия залегания его остаются неясными, вследствие весьма плохой обнаженности. Породы тела представлены однообразными гибридными диоритами, сходными с таковыми Кохбского массива. Повидимому, здесь кислая магма внедрилась по раздробленной зоне и, в силу интенсивной ассимиляции основных вулканогенных пород юры, дала гибридные диориты.

Структура их гипидиоморфнозернистая. Они состоят из доминирующего плагиоклаза (64,5%), обыкновенной роговой обманки (25%), биотита (2%), авгита (2%), калиевого полевого шпата (1%), кварца (2%) и акцессорных минералов (3,5%). Последние представлены магнетитом, апатитом, сфеном, реже цирконом, причем первый резко преобладает над остальными.

По десяти измерениям состав плагиоклаза колеблется от № 46 до № 53. Роговая обманка представлена короткопризматическими, иногда сдвойникованными кристаллами, содержащими реликты авгита с контурами разъедания. Очевидно, что она является псевдоморфозом по авгиту. Часто дает кучные скопления. Биотит обычно находится в сростании с роговой обманкой; редко образует таблички в промежутках между плагиоклазом и роговой обманкой. Авгит в виде реликтов включен в роговую обманку. Калиевый полевой шпат образует только каемки вокруг плагиоклаза. Кварц в виде ксеноморфных зерен приурочен к интерстициям между главными минералами.

д) Средние минералогические и химические составы кварцевых диоритов

В табл. 30 приведены средние минералогические составы пород Кохбского, Цахкишатского и Чочканского интрузивов и пределы колебания в них содержания порообразующих минералов. При вычислении среднего минералогического состава Кохбского массива были учтены количественные соот-

ношения отдельных петрографических разновидностей. Примерные подсчеты показывают, что кварцевые диориты с двумя цветными минералами составляют 50% массива, роговообманковые кварцевые диориты — 40%, биотитовые кварцевые диориты — 6%, кварцевые диорит-порфириты — 3% и диориты — 1%.

Таблица 30

Средние минералогические составы пород Кохбского, Цахкашатского и Чочканского интрузивов и пределы колебания в них содержания пород образующих минералов

Интрузивы Минералы	Средние составы			Пределы колебания минералов		
	Кохбский	Цахкашатский	Чочканский	Кохбский	Цахкашатский	Чочканский
Плагиоклаз	63,1	66,2	52,01	47,5—78,7	51—82,5	51—65
Кварц	19,8	20,1	23,25	0,3—26	10—28	16—25
Калиевый полевой шпат	—	—	4,75	—	—	2,5—8
Роговая обманка	10,6	7,6	12,25	0—33	0—23	2—26
Биотит	4,2	3,0	5,87	0—15	0—7	0—7
Акцессорные минералы	2,3	2,1	1,87	0,8—4	1,5—3	1,5—4,5

Из табл. 30 видно, что средние минералогические составы пород Кохбского и Цахкашатского интрузивов довольно близки и несколько отличаются от среднего минералогического состава пород Чочканского интрузива отсутствием или ничтожным количеством калиевого полевого шпата, некоторым повышенным содержанием плагиоклаза и пониженным — кварца.

В породах всех трех интрузивов содержание породообразующих минералов колеблется в широких пределах, что объясняется их гибридным характером. Пределы вариации со-

держания минералов в породах Кохбского и Цахкашатского интрузивов более широкие, чем в породах Чочканского.

В табл. 31 приведены средние составы плагиоклазов в породах различных интрузивов с указанием пределов колебания номера плагиоклазов.

Таблица 31

Интрузивы	Количество измерений	№ плагиоклазов	
		среднее	пределы колебания
Кохбский	110	39,6	31—53
Цахкашатский	27	40,6	31—52
Чочканский	16	37	33—41

Средний состав плагиоклазов для пород каждого интрузива получен следующим путем. Сначала были вычислены средние составы плагиоклазов отдельных генераций для каждой петрографической разновидности; затем из этих данных с учетом количественных соотношений плагиоклазов различных генераций вычислен средний состав плагиоклазов для каждой петрографической разновидности пород; после чего на основании последних данных с учетом распространенности отдельных петрографических разновидностей пород получен общий средний состав плагиоклазов для пород данного интрузива в целом.

Как видно из табл. 31, средние составы плагиоклазов пород Кохбского и Цахкашатского интрузивов довольно близки и отличаются от среднего состава плагиоклазов пород Чочканского интрузива несколько повышенной основностью. Пределы вариации состава плагиоклазов в породах первых двух интрузивов идентичны. Плагиоклазы Кохбского и Цахкашатского интрузивов по составу колеблются в более широких пределах, чем плагиоклазы Чочканского интрузива.

В табл. 32 приведены средние химические составы кварцевых диоритов Кохбского, Цахкашатского и Чочканского интрузивов.

Средние химические составы кварцевых диоритов
различных интрузивов Алавердской группы

Окислы и числа	Кохбский	Цахка- шатский	Чочкан- ский	Среднее из 16 анализов
SiO ₂	62,32	61,30	65,50	62,38
TiO ₂	0,48	0,60	0,33	0,48
Al ₂ O ₃	18,25	15,83	16,29	18,19
Fe ₂ O ₃	2,21	2,69	2,08	2,21
FeO	3,36	2,58	2,20	3,30
MnO	0,07	0,06	0,07	0,06
MgO	2,52	2,29	2,09	2,49
CaO	5,47	6,21	4,16	5,43
Na ₂ O	3,15	3,67	4,12	3,18
K ₂ O	1,22	1,96	1,52	1,24
ППП	0,76	2,60	0,46	0,78
H ₂ O	0,16	0,28	0,75	0,18
a	8,90	11,1	11,31	9,01
c	6,81	5,4	5,17	6,66
b	11,81	11,5	8,00	11,86
s	72,48	72,0	75,52	72,47
a'	18,82	—	5,17	19,88
f'	44,71	43,2	50,00	43,86
m'	36,47	34,8	44,83	36,26
c'	—	22,0	—	—
n	79,78	74	—	80

Из табл. 32 видно, что средние химические составы первых двух интрузивов близки и несколько отличаются от среднего химического состава Чочканского интрузива повышенным содержанием кремнезема, окисла натрия, но пониженным — извести, что хорошо согласуется с минералогическим составом пород интрузивов.

е. Автометаморфизм кварцевых диоритов

Процессы автометаморфизма наиболее сильно проявились в юго-западной части Кохбского массива, которая представляет, по-видимому, наибольший практический интерес. Продукты автометаморфизма представлены порфирировидны-

ми кислыми кварц-полевошпатовыми породами, альбигитами, альбит-эпидо-хлоритовыми породами и интенсивно гидротермально измененными кварцевыми диоритами.

К юго-западу от с. Цахкашат в некоторых местах на площади 100—300 кв. м кварцевые диориты Цахкашатского интрузива превращены под воздействием метасоматических процессов в кварцсодержащие альбититы, очень сходные с альбититами Кохбского массива.

Кварц - полевошпатовые породы в виде узкой полосы слагают периферию Кохбского массива по правому берегу р. Шнох. Макроскопически они светло-розовые породы с выделениями кварца. Под микроскопом структура порфириобластовая с роговикоподобной структурой основной массы

Порфириобласты представлены кварцем и плагиоклазом, присутствующим в различных количественных соотношениях. Кварц образует крупные (до 5 мм) мутноватые с оборванными контурами зерна, содержащие пойкилитовые проростки водянопрозрачного кварца. Видимо, последний замещал мутный кварц порфириобластов метасоматическим путем на более поздней стадии постмагматических изменений.

Порфириобласты плагиоклаза представлены короткоаблитчатыми, слабо пелитизированными, серицитизированными, нередко альбитизированными кристаллами, прорастающимися пойкилитовыми вростками прозрачного кварца, роговой обманки, альбита и альбит-олиоклаза. Состав плагиоклаза колеблется от № 3 до № 30. Отмечаются реликты первоначального плагиоклаза, отвечающего № 43.

Неравномерnozернистая основная масса слагается из плотно прилегающих, нередко зазубренных зерен преобладающего кварца и плагиоклаза, отвечающего альбиту и альбит-олиоклазу. В незначительном количестве присутствуют светло-зеленая нередко дырчатая роговая обманка, магнетит, апатит, циркон, сфен, серицит, хлорит, реже эпидот. Плагиоклаз и кварц прорастают друг друга; роговая обманка прорастается как плагиоклазом, так и кварцем. Местами основная масса пропитана мельчайшими зернами черного рудного минерала.

Роговикоподобная структура основной массы, мутнова-

тость крупных выделений кварца, их неправильные и нечеткие контуры, частые пойкилитовые прорастания одних минералов другими, наличие явлений постмагматических процессов и обогащение кварцем заставляют предполагать о метасоматическом генезисе описываемых пород. Они образовались, благодаря реакционным взаимоотношениям между кварцевыми диоритами, и кислыми богатыми натрием газообразными растворами, выделившимися из остаточных порций магмы после завершения процесса кристаллизации массива. Вследствие реакционного метасоматоза, происходили выносы железо-магнезиальных элементов и привноса натрия и кремния.

Согласно В. Г. Грушевому (1941¹), эти породы образовались, вследствие вторичной перекристаллизации кварцевых диоритов, под влиянием выделившихся из интрузива эманаций.

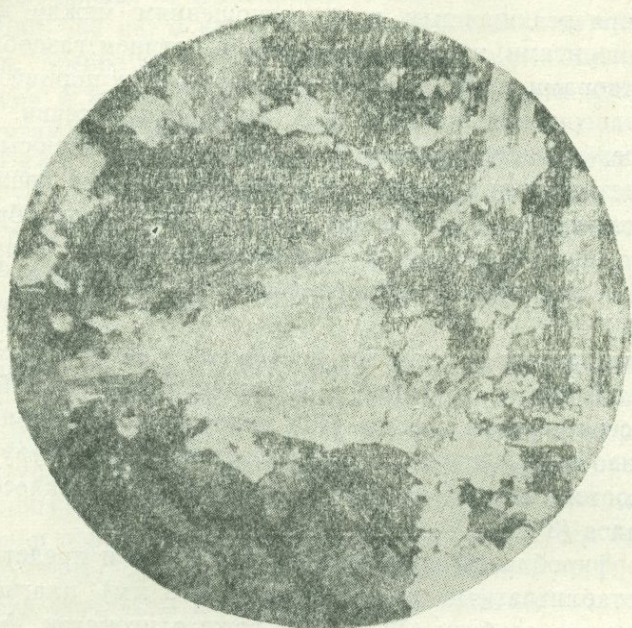
Альбититы слагают небольшой участок Кохбского массива к северу от с. Техут. Это мелкозернистые лейкократовые серо-розовые породы. Под микроскопом они имеют отчетливо выраженную порфиробластовую структуру (фиг. 30) и состоят из альбита (92%), хлорита (5%) и аксессуарных минералов (3%).

Порфиробласты присутствуют в обилии и представлены широкотаблитчатыми кристаллами (до 3 мм) плагиоклаза, отвечающего альбиту (№ 1—8) и реже олигоклазу № 13).

Плагиоклаз мутноватый как в порфиробластах, так и в основной массе, что вообще характерно для метасоматических образований. Мутность минералов метасоматических пород, согласно Д. С. Коржинскому (1935), обусловлена обилием мельчайших включений жидкости.

Полнокристаллическая основная масса слагается из короткопризматических и таблитчатых кристаллов альбита, в промежутках между которыми располагаются циркон, радиальнолучистого сложения светло-зеленый хлорит и разложенный высокопреломляющий минерал. Последние минералы замещают альбит и, следовательно, возникли несколько позже альбититов. Циркон присутствует в несколько большем, чем в обычных кварцевых диоритах, количестве в виде прекрасно очерченных бесцветных призмочек, окруженных черной непрозрачной каемкой малакона. Разложенный высоко-

преломляющий минерал встречается в значительном количестве в ассоциации с цирконом. Он интенсивно разложен и превращен в темно-бурую, почти непрозрачную массу, содержащую реликты первоначального буроватого минерала, сходного со сфеном.



Фиг. 30. Альбитит, возникший метасоматическим преобразованием кварцевых диоритов Кохбского массива. Увелич. 26. Николи +.

Кварцсодержащие альбититы, возникшие за счет кварцевых диоритов Цахкашатского интрузива, среднезернистые лейкократовые породы, розового цвета, лишенные порфиробластов. Они состоят из побуревших гипидиоморфных призматических и таблитчатых кристаллов альбита (от 93 до 97%) и неправильных зерен кварца (от 3 до 7%), приуроченных к промежуткам между кристаллами альбита. Размеры зерен альбита 1,4—1,6 мм. Редко встречаются мелкие изогнутые пластинки мусковита, ассоциирующего с кварцем.

Акцессорные минералы представлены редкими черными зернами рудного минерала, нехорошо оформленными призмочками апатита, единичными бесцветными призмочками циркона и темно-бурым сфеном.

Вторичные минералы — каолин, серицит, зеленый хлорит, желтоватый эпидот и кальцит. В виде скоплений они располагаются в промежутках между кристаллами альбита.

Рассматриваемые породы возникли вследствие полного метасоматического замещения кварцевых диоритов альбитом под воздействием натрового метасоматоза. При метасоматическом преобразовании кварцевых диоритов имел место полный вынос кварца. Очевидно, альбитовые породы образовались из сравнительно поздних, почти лишенных кремнезема, растворов.

Альбит-эпидот-хлоритовые породы. Юго-восточнее с. Шнох кварцевые диориты Кохбского интрузива под действием метасоматических процессов превращены в альбит-эпидот-хлоритовые породы. Из исходных пород кварц полностью вынесен, плагиоклаз целиком альбитизирован и роговая обманка нацело хлоритизирована. При последующих воздействиях плагиоклаз подвергся интенсивной эпидотизации, пелитизации и отчасти серицитизации.

Судя по ассоциации постмагматических минералов, метасоматизирующие растворы богаты были, помимо натрия, магнием и железом, но бедны кремнеземом.

Альбитизация предшествовала эпидотизации и хлоритизации, о чем свидетельствует замещение альбита хлоритом и эпидотом, включающим в себя реликты альбита с контурами разъедания. Кроме того, прожилки эпидота секут кристаллы альбита.

Эти породы сохраняют первоначальную гипидиоморфно-зернистую структуру, только при метасоматозе возникли крупные порфиробласты альбита. Они состоят из резко преобладающего альбита (67%), хлорита (15,5%), эпидота, клиноцоизита (17%), пирита, халькопирита, сфена (0,5%).

Гидротермально измененные интрузивные породы. Непосредственно к юго-востоку от с. Техут на площади в 6 кв. км кварцевые диориты подвержены воздействию гидротермальных растворов, выразившемуся в кварцитизации, пелитизации, серицитизации, хлоритизации, эпидотизации, пиритизации и лимонитизации. Наиболее интенсивно измененные породы наблюдаются в ущелье р. Шнох, где кварцевые диориты превращены в хрупкую обесцвечен-

ную массу. Эти породы состоят из плагиоклаза, кварца и большого количества вторичных продуктов — серицита, каолина, хлорита, эпидота, пирита и гидроокислов железа. Первоначальные цветные минералы полностью вынесены; магнетит нацело превращен в лимонит, выполняющий микротрещинки пород; плагиоклаз повсеместно приобрел бурю окраску вследствие интенсивной пелитизации. По плагиоклазу развиваются псевдоморфозы тонкочешуйчатого светло-зеленого хлорита, эпидота. Иногда целые кристаллы его замещены кварц-лимонитовой массой. Вследствие кварцитизации в плагиоклазе образовались пойкилитовые вроски кварца.

В табл. 33 приведен химический состав интенсивно гидротермально измененных пород.

Таблица 33

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Feo	Mno	Mgo	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	nnn	H ₂ O
72,34	0,11	10,95	5,01	0,42	—	1,05	2,21	2,87	1,85	3,20	0,60

Если приведенный анализ сопоставить с анализами свежих кварцевых диоритов (см. табл. 27), легко убедиться, что при гидротермальных процессах из кварцевых диоритов были вынесены в значительном количестве титан, алюминий, железо, марганец (полностью), магний и кальций, но был привнесен в достаточном количестве кремний.

В обе стороны от р. Шнох описываемые породы постепенно переходят в слабо измененные, но часто сильно пиритизированные кварцевые диориты, в которых первоначальный кварц мутноватый, роговая обманка обесцвечена и хлоритизирована, а плагиоклаз часто замещается серицитом, хлоритом и эпидотом. Эти породы обогащены кварцем. По-видимому, вдоль р. Шнох проходит подводящий канал гидротермальных растворов

3. ПЛАГИОГРАНОДИОРИТЫ И ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВЫ ПЛАГИОГРАНОДИОРИТ-ПОРФИРОВ

а) Плагиогранодиориты

Эти породы слагают Банушский интрузив и небольшие сателлиты у с. Качачкут. Занимаемая ими площадь 22 кв. км. Первый представляет тело неправильного очертания, которое к востоку постепенно суживается, образуя три небольших ответвления, тянущихся: первые два к югу, а самое конечное — к юго-востоку. Примерно на меридианах Ленрудник и Опрети Банушский интрузив в своей южной периферической части клинообразно врезается в вулканогенно-осадочные отложения верхней юры.

Контакты интрузива с вмещающими юрскими породами сильно задернованы. Они обнажаются только в 2,7 км к северу от г. Шах-тахт и на участке с. Бардазор, где вблизи контакта проходит небольшая зона мелкозернистых гибридных пород кварц-диоритского состава, далее сменяющихся либо роговиками, либо гидротермально измененными осветленными породами (в первом месте).

Под воздействием кварцевых альбитофиров южная периферия Банушского интрузива протяженностью в несколько километров окварцована, альбитизирована, каолинизирована, серицитизирована, и потому его породы здесь приобрели серо-розовые и серо-желтоватые цвета. Это особенно четко выражено северо-западнее и западнее г. Бугакяр, где выходы кварцевых альбитофиров наиболее близко располагаются к плагиогранодиоритам.

Плагиогранодиориты содержат мелкие переработанные ксенолиты, количество и размеры которых достаточно увеличиваются с запада к востоку, достигая максимума на участке с. Бардазор. В том же направлении намечается возрастание основности пород и переход плагиогранодиоритов в явно-гибридные кварцевые диориты. Юго-западнее и западнее с. Бардазор констатируются крупные ксенолиты основных эффузивов юры, превращенные местами в полнокристаллические породы диоритового и кварц-диоритового составов. На

участках наибольшего сгущения ксенолитов всегда встречаются гибридные кварцсодержащие диориты и кварцевые диориты, в которых иногда отмечается большое количество вытянутых кристаллов роговой обманки, хаотично рассеянных в кварцполевошпатовой массе.

В западной осевой части интрузива ксенолиты нередко отсутствуют и плагиогранодиориты местами постепенно переходят в более кислые породы, приближающиеся по составу к плагиогранитам.

Все это свидетельствует о том, что процессы ассимиляции и гибридизма играли главенствующую роль в становлении вещественного состава описываемых пород.

Во многих местах Банушский интрузив прорывается гранитами, вокруг которых плагиогранодиориты обогащаются кварцем и калиевым полевым шпатом, приобретая состав нормальных гранодиоритов и более кислых пород.

Трещины отдельности интрузива разнообразны. Но все же установлено, что наибольшим развитием пользуется система поперечных к удлинению интрузива трещин отдельности северо-западного простирания падающих часто на юго-запад под крутыми углами. Продольная система трещин менее развита и имеет северо-восточное простирание с падением в обе стороны под крутыми, реже пологими углами.

Макроскопически плагиогранодиориты среднезернистые, в осевых частях интрузива почти крупнозернистые, темно-серые породы с различными оттенками. В зависимости от количественного соотношения разноцветных минералов, степени разложения, пространственного расположения внутри интрузива и уровня современного эрозионного среза отмечаются телесный, желтоватый, зеленоватый, розовый и голубоватый оттенки.

Иногда цветные минералы скучены в мелкие (3—5 мм) пятнышки, смешанные с некоторым количеством светлых минералов. Они, несомненно, представляют разрозненные ксенолиты.

Под микроскопом структура плагиогранодиоритов гипидиоморфнозернистая. Минералогический состав представлен плагиоклазом, кварцем, калиевыми полевыми шпатами и обыкновенной роговой обманкой. Реже встречается разложенный

биотит. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, циркон, сфен. Вторичные минералы: серицит, каолин, хлорит, альбит, иногда эпидот, карбонат, сфен, магнетит.

Таблица 54

Средние минералогические составы главных пород Банушского интрузива и пределы колебания в них содержания породообразующих минералов и № плагиоклазов

Минералы	I		II		III	
	среднее	пределы колебания	среднее	пределы колебания	среднее	пределы колебания
Плагиоклаз	70	60—78	59,3	51—66	57,0	50—60
Кварц	10	7—14	24,0	20—27	31,4	29—35
Калиевый полевой шпат	1	0—3	8,0	3—18	8,0	4—18
Роговая обманка	15	5—21	6,0	3—9	2,4	0—4
Акцессории	4	3—5	2,7	2—4	1,2	1—2
№ плагиоклаза	41	37,46	32	28,37	24	22,33

I — породы фации эндоконтактов

II — породы главной интрузивной фации.

III — наиболее кислые породы главной интрузивной фации.

Как видно из табл.¹ 34, породы главной интрузивной фации по минералогическому составу отвечают плагиогранодиоритам, поскольку в них плагиоклаз резко преобладает над калиевым полевым шпатом. Количество последнего подвергается небольшим колебаниям и большей частью варьирует в пределах 6—10% и только редко доходит до 18%. В последнем случае породы приближаются к гранодиоритам. Наиболее кислые породы главной интрузивной фации весьма близко стоят к плагиогранитам

В направлении от наиболее кислых пород главной интрузивной

¹ Средние минералогические составы пород вычислены по 20 шлифам.

живной фации к породам фации эндоконтактов происходит: а) возрастание содержания плагиоклаза и роговой обманки, но уменьшение — кварца и калиевого полевого шпата; б) увеличение основности плагиоклаза; в) расширение пределов колебания содержания плагиоклаза и роговой обманки; г) возрастание количества магнетита и апатита, но резкое уменьшение — циркона. Эти закономерности хорошо объяснимы явлениями ассимиляции и гибридизма.

В породах главной интрузивной фации плагиоклаз представлен довольно идиоморфными таблитчатыми и призматическими кристаллами. Размеры его колеблются от 0,5 до 3 мм, средние размеры — 1—1,4 мм. Встречаются также редкие более крупные кристаллы плагиоклаза ранней генерации. Он часто подвержен натриевому метасоматозу и преобразован в более кислые разновидности и поэтому в составе отдельных генераций ощутимых различий не наблюдается. Плагиоклаз слабо серицитизирован, сильно пелитизирован и нередко альбитизирован.

Кварц в виде мелких (0,2—1,0 мм) ксеноморфных зерен приурочен к промежуткам между кристаллами плагиоклаза. Отмечаются и более крупные (1,5 — 2 мм) зерна, ассоциирующие с плагиоклазом поздней генерации.

Калиевый полевой шпат редко представлен самостоятельными зернами; преимущественно образует тонкие каемки вокруг плагиоклаза. Иногда выполняет микротрещинки кварца и является явно поздним выделением. В нем отмечаются микропертитовые вростки альбита, количество и размеры которых заметно увеличиваются в наиболее кислых породах главной интрузивной фации. Пертитовые вростки в виде тонких полосок располагаются почти перпендикулярно к удлинению его кристаллов.

Результаты измерения калиевого полевого шпата приведены в табл. 35.

Приведенные данные указывают на принадлежность калиевого полевого шпата к микроклину и ортоклазу. Можно думать, что все же в описываемых породах доминирует микроклин, поскольку на измеренных кристаллах преобладают большие углы $N_{111} : \perp (100)$.

Роговая обманка представлена либо идиоморфными

Таблица 35

№ шлифа	2V	⊥ (001)		
		Ng	Nm	Np
270	73—88°	88°	8°	82°
286	76—86°	82°	17°	77°
315	68—82°	90°	6°	85°
279	82—88°	85°	14°	74°
460	80—85°	75°	17°	75°
354	69—88°	85°	17°	73°
355	81—87°	80°	16°	85°
67	69—85°	80°	17°	86°
272	75—83°	88°	8°	80°
820	80 86°	79°	17°	75°

сдвойникованными призматическими кристаллами, иногда располагающимися внутри плагиоклаза второй генерации, либо неправильными зернами, приуроченными к промежуткам кристаллов плагиоклаза второй генерации. По-видимому, она принадлежит к двум генерациям и выделилась до и после плагиоклаза второй генерации. $2v = -70-76^\circ$ (часто $70-72^\circ$), $CNg = 6^\circ$, реже 11° , $Ng-Np = 0,018-0,023$ (у разложенных разностей спускается до 0,010 и ниже). Плеохроизм обычный. Часто она разложена и замещена хлоритом, реже эпидотом, магнетитом и сфеном.

В плагиогранодиоритах весьма редко встречается разложенный биотит, который в виде ксеноморфных зерен располагается в интерстициях породообразующих минералов.

В юго-западной части Банушского интрузива, недалеко от выходов кварцевых альбитофиоров и вблизи гранитных тел описываемые породы, как выше было отмечено, подвержены кварцитизации и некоторым другим изменениям. В этих измененных породах часто наблюдаются интересные реакционные явления между новообразованным кварцем и плагиоклазом исходных пород. В обычных плагиогранодиоритах кварц в виде ксеноморфных зерен выполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза. В кварцитизированных плагиогранодиоритах новообразованный кварц энергично замещает пла-

гиоклаз, включая в себя его крайне неправильные реликты с контурами разъедания. В пределах отдельных более или менее крупных кварцевых зерен иногда констатируется более двух систем различно ориентированных реликтов плагиоклаза. Отмечаются также случаи замещения полевых шпатов кварцем с образованием микропегматита.

Породы фации эндоконтактов отличаются от пород главной интрузивной фации мелкозернистым строением и темными оттенками.

Породообразующие минералы этих гибридных пород также обнаруживают некоторые специфические особенности. Так, плагиоклаз в большинстве случаев плохо сдвойникован и нередко содержит пойкилитовые включения кварца; роговая обманка образует удлиненные узкопризматические кристаллы с размазанной спайностью и отличается более темно-зеленой окраской, резким плеохроизмом, высоким двупреломлением (0,025—0,028) и большим углом погасания (до 18°); кварц образует более мелкие (0,2—0,4, реже 0,8 мм) неравномерно рассеянные зерна.

Акцессорные минералы, в основном, приурочены к промежуткам между главными породообразующими минералами. Циркон в виде единичных кристаллов встречается и в полевых шпатах. В породах фации эндоконтактов размеры магнетита и сфена заметно увеличиваются. В породах главной интрузивной фации апатит представлен короткопризматическими кристаллами с обычными оптическими свойствами. Однако в породах фации эндоконтактов он образует вытянутые иглообразные кристаллы, которые прорастают главные породообразующие минералы и обнаруживают заметное косое погасание.

На основании вышеприведенных данных можно наметить следующий порядок кристаллизации минералов: а) плагиоклаз и роговая обманка I генерации; б) плагиоклаз и роговая обманка II генерации, кварц I генерации, некоторая часть акцессорных минералов; в) кварц II генерации, калиевый полевой шпат, биотит и главная масса акцессорных минералов.

В табл. 36 приведен химический анализ породы Банушского интрузива, выполненный в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР аналитиками А. Петросян и З. Гаспарян.

Таблица 36

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Feo	Mno	Mgo	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	ppn	H ₂ O
66,48	0,38	16,34	1,55	2,77	0,68	0,87	3,04	4,05	2,20	2,08	0,22

Анализируемая порода характеризуется несколько повышенным содержанием кремнезема, окисла натрия, но пониженным — окислов магния, калия и кальция против среднего состава гранодиорита по Дэли.

б) Плаггиогранодиорит / порфиры

Эти породы слагают Шулаверский и Чанахчинский интрузивы. Первый представлен узким дайкообразным телом, простирающимся в северо-восточном направлении. В некоторых местах обнажающиеся контакты его с вмещающими вулканогенными породами юры резкие с падением в различные стороны под крутыми углами (от 50 до 80°).

В Шулаверском интрузиве выделяется система поперечных трещин отдельности с северо-западным простиранием и падением преимущественно на юго-запад под крутыми, реже пологими углами. Продольная система трещин отдельности выражена хуже. Породы интрузива по составу в общем однообразны, только в различных пунктах несколько отличаются количественным соотношением слагающих их минералов. Это серо-розовые мелкозернистые породы, сменяющиеся к западу желтовато-розовыми разновидностями. В направлении с запада к востоку по мере понижения гипсометрического уровня современного эрозийного среза намечается смена этих пород сравнительно основными разновидностями, характеризующимися повышенным содержанием цветных минералов.

Чанахчинский интрузив образует небольшое (1,3 кв. км) штокообразное тело, включающее в себя довольно крупный (около 800 м в длину) останец вулканогенных пород, подверженный ороговикованию и интенсивной пиритизации. В нем отмечается и большое количество мелких ксенолитов основ-

ных эффузивов. В связи с широким проявлением явлений ассимиляции и гибридизма породы этого интрузива по составу приближаются к кварцевым диоритам. Однако в слабо контаминированных частях они имеют плагиогранодиоритовый состав.

В Чанахчинском интрузиве трещины отдельности северо-западного и северо-восточного простирания развиты одинаково, причем они часто падают на юго-восток и северо-восток под крутыми углами.

Структура плагиогранодиорит-порфиров микропорфировидная. Минералогический состав их определяется присутствием плагиоклаза (64%), кварца (25%), обыкновенной роговой обманки (6%), калиевого полевого шпата (3%) и акцессориев (2%). Последние представлены магнетитом, цирконом, апатитом и сфеном. Вторичные минералы: серицит, каолин, хлорит, реже эпидот. Средний состав плагиоклаза вкрапленников отвечает № 27, а плагиоклаза основной массы — № 21.

Вкрапленники представлены плагиоклазом, реже кварцем и роговой обманкой. Количественное соотношение основной массы и вкрапленников различное, но чаще всего преобладает первая.

В сильно контаминированных разностях Чанахчинского интрузива возрастает содержание роговой обманки (до 15%), магнетита (иногда до 8%), апатита, сфена, но уменьшается количество кварца (до 15, реже 10%), циркона. В них состав плагиоклаза варьирует от № 33 до № 45. На участках сгущения ксенолитов они приобретают состав кварцевых диоритов, полностью лишенных калиевого полевого шпата. Нередко вкрапленники плагиоклаза образуют скопления, к которым присоединяется роговая обманка. Иногда апатит представлен тремя генерациями, одна из которых образует микровкрапленники, другая — более мелкие короткие призмочки в основной массе и третья — иглообразные тонкие кристаллы в плагиоклазе и кварце.

Местами рассматриваемые породы подвержены воздействию постмагматических растворов, причем вкрапленники столь интенсивно разрушены, что их продукты разложения нередко сливаются с кварц-полевошпатовой основной массой. Роговая обманка полностью разложена и замещена тонким

агрегатом карбоната, серицита, магнетита, хлорита, причем первоначальные очертания ее идиоморфных кристаллов сохраняются отчетливо. Плагноклаз нацело замещен псевдоморфозным карбонат-серицит-кварцевым агрегатом. По плагноклазу развивается большое количество вторичного кварца, имеющего зазубренные контуры.

4. ПЛАГИОГРАНИТЫ И ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВЫ ПЛАГИОГРАНИТ-ПОРФИРОВ

а) Плагнограниты

К этим породам принадлежат Ахпатский интрузив и незначительные сателлитовые выходы южнее и севернее с. Личкадзор. Для удобства изложения последние выходы назовем Личкадзорскими.

Ахпатский интрузив располагается у одноименного разъезда по левому берегу р. Дебед, занимая площадь около 4,5 кв. км. По юго-восточному краю почти на всем протяжении он скрывается под наносами, а в юго-западной узкой части местами перекрывается верхнеплиоценовыми андезито-базальтами. По правому берегу р. Дебед у автодорожки в трех местах обнажаются его породы в виде незначительных выходов. Один из них, расположенный северо-восточнее разъезда Ахпат, пересекается диабазовыми дайками и совместно с последними перекрывается базальтовым покровом.

Интрузив представляет собой суживающееся с северо-востока к юго-западу штокообразное тело, вытянутое в северо-восточном направлении. Внутренняя структура его характеризуется развитием трещин отдельности северо-восточного и северо-западного простирания. Обе системы трещин падают в различные стороны под крутыми углами (из измеренных 92 трещин 72 имеют углы падения выше 60°).

Периферии Ахпатского интрузива сложены мелкозернистыми, более темноватыми породами, которые к центру постепенно сменяются среднезернистыми разновидностями. В центральных частях также отмечаются небольшие участки мелко-

зернистых пород, связанных с среднезернистыми постепенными взаимопереходами. Такие участки характеризуются невыдержанностью и являются, по-видимому, следствием местных условий кристаллизации.

Макроскопически мелкозернистые разновидности темно-серо-зеленые породы, производящие впечатление диоритов вследствие интенсивной хлоритизации.

Среди среднезернистых пород по цвету различаются серо-зеленая, светло-серая и розоватая разновидности. Под микроскопом установлено, что зеленый цвет обусловлен повышенным содержанием хлорита, розовый цвет — интенсивной пелитизацией кислого плагиоклаза, светло-серый цвет — высоким содержанием кварца, но пониженным — хлорита и меньшей кислотностью плагиоклаза.

Породы Ахпатского интрузива по составу соответствуют плагиогранитам. Они состоят из плагиоклаза, кварца и акцессорных минералов. Редко в виде единичных зерен встречаются роговая обманка, биотит и калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы — магнетит, циркон, апатит и сфен. Из вторичных минералов отмечается очень много хлорита, являющегося псевдоморфозом по плагиоклазу и цветным минералам. Присутствуют также каолин, альбит, серицит, карбонат, лимонит, эпидот и др. В эндоконтактах интрузива местами содержание кварца понижается и породы приближаются по составу к плагиогранодиоритам.

Поскольку породы подвержены воздействию постмагматических процессов и обогащены кварцем и другими постмагматическими минералами, мы производили подсчет количественно-минералогического состава как измененных, так и почти неизменных плагиогранитов. Результаты этих подсчетов приведены в табл.¹ 37. Чтобы восстановить первоначальный состав пород из подсчетов исключено большинство вторичных псевдоморфозных минералов. О содержании последних говорится ниже.

Из приведенных данных видно, что неизменные мелкозернистые и среднезернистые плагиограниты очень близки по количественному соотношению породообразующих минералов; только первые отличаются незначительно пониженным содер-

¹ Таблица составлена на основании 28 подсчетов.

Средние минералогические составы пород Ахпатского интрузива и пределы колебания в них содержания породообразующих минералов и № плагиоклазов

Минералы	Среднезернистые плагиограниты				Мелкозернистые плагиограниты			
	неизмененные		измененные		неизмененные		измененные	
	среднее	пределы колебания	среднее	пределы колебания	среднее	пределы колебания	среднее	пределы колебания
Плагиоклаз	62,2	56—72	53,9	53—55	64,2	60—72	49,4	46—52
Кварц	35,7	26—40	44,5	43—45	33	25—38	48,9	46—52
Роговая обманка	0,1	0—1	—	—	—	—	—	—
Биотит	0,1	0—1	—	—	—	—	—	—
Акцессории	1,9	1—3,5	1,6	0,5—2	2,8	2—3,5	1,7	1—2,5
№ плагиоклаза	18	7—29	8	5—12	10	6—12	7	3—14

жанием кварца, но повышенным — аксессуарных минералов (магнетита).

В мелкозернистых плагиогранитах хлорита больше (5—24%), чем в среднезернистых (5—18%), причем он метасоматически развивается по плагиоклазу. Содержание карбоната обычно колеблется от 1 до 3% и реже доходит до 5—6%.

В измененных мелкозернистых плагиогранитах, по сравнению с неизменными, количество кварца возрастает на 16% за счет уменьшения содержания плагиоклаза. В них убывает и содержание хлорита, составляющего от 1,5 до 12,5% породы.

В измененных среднезернистых плагиогранитах количество кварца также возрастает за счет уменьшения содержания плагиоклаза, но в меньшей мере — примерно на 9%. В среднезернистых измененных плагиогранитах несколько понижается и содержание хлорита, составляющего от 4 до 15%.

Эти данные показывают, что измененные плагиограниты (особенно мелкозернистые) значительно обогащены кварцем.

В измененных плагиогранитах плагиоклаз преимущественно представлен альбитом, в то время, как в неизмененных разновидностях плагиоклаз отвечает альбит-олигоклазу и олигоклазу. Это объясняется тем, что кварцитизация пород сопровождалась альбитизацией плагиоклаза. По-видимому, состав первоначального плагиоклаза соответствовал олигоклаз-андезину, но последующими постмагматическими процессами преобразовался большей частью в альбит-олигоклаз.

Среднезернистые плагиограниты обладают гипидиоморфнозернистой структурой. Главные минералы их — плагиоклаз и кварц. Редко в виде единичных кристаллов встречаются калиевый полевой шпат, роговая обманка и биотит.

Плагиоклаз образует гипидиоморфные призматические и более мелкие короткопризматические кристаллы размерами от 0,8 до 1,5 мм. Обычно интенсивно пелитизирован. Кварц представлен изометричными и неправильными зернами (0,4—0,8 мм), содержащими в качестве посторонних включений плагиоклаз, игольчатые кристаллики апатита и хлорит. Роговая обманка встречается в виде интенсивно разложившихся призматических кристаллов, замещенных хлоритом, вторичным

магнетитом и отчасти сфеном. В таких псевдоморфозах наблюдаются ее мелкие реликты с низким двупреломлением. Биотит образует очень мелкие ксеноморфные зерна в промежутках между плагиоклазом и кварцем. Возможно, он выделился в постмагматическую стадию.

В автометаморфизованных среднезернистых плагиогранитах плагиоклаз нередко замещается кварцем с образованием гранофирированных участков. Кварц изобилует мелкими реликтами плагиоклаза с неправильными контурами разъедания. В нем реликты чаще всего принадлежат к одному зерну плагиоклаза и реже — к двум. В последнем случае в кварце имеются две системы разъеданных зерен плагиоклаза с различными оптическими ориентировками.

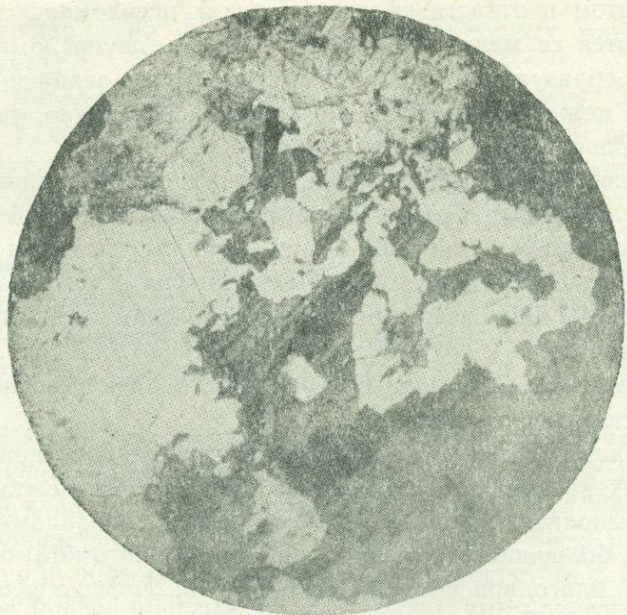
Мелкозернистые плагиограниты состоят из короткопризматических кристаллов плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены кварцем и аксессуарными минералами. В огромном большинстве случаев они сильно автометаморфизированы, благодаря чему наблюдаются интенсивно реакционные явления. Почти повсеместно по плагиоклазу развивается хлорит. Он нередко замещается кварцем с образованием микропегматитовых и антипегматитовых участков.

При частичном замещении плагиоклаза кварцем в последнем возникают реликты первого с крайне неправильными контурами разъедания (фиг. 31). При этом плагиоклаз также приобретает неправильные зазубренные контуры.

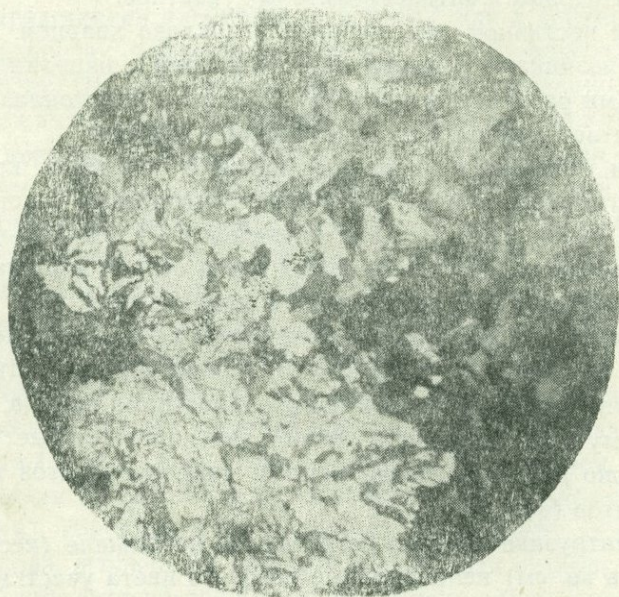
При усилении реакционных явлений по краям кристаллов плагиоклаза образуются микропегматитовые участки, которые в дальнейшем распространяются в их центральные части и нередко от первоначальных зерен остаются лишь узкие вытянутые скелеты, сохраняющие двойниковый шов.

При далеко зашедшем реакционном процессе целые кристаллы плагиоклаза повсеместно прорастаются оптически одинаково ориентированными микроворостками кварца, благодаря чему в плагиогранитах возникают неправильные и закономерно распределенные участки микропегматитов и антипегматитов (фиг. 32).

В интрузиве нередко встречаются небольшие (несколько десятков кв. см) неправильные розового цвета участки, сложенные целиком микропегматитами. В них хлоритизация от-



Фиг. 31. Реакционное явление между плагиоклазом и кварцем в автометаморфизованных плагиогранитах Ахпатского интрузива.



Фиг. 32. Образование микроантипегматитовой структуры в автометаморфизованных плагиогранитах. Увелич. 27. Николи +

ведена на второй план, но интенсивно выражена альбитизация плагиоклаза. Последний почти повсеместно прорастает микропегматитовыми вростками кварца. Отмечаются и отдельные более или менее крупные зерна кварца, изобилующие разъеденными реликтами плагиоклаза.

В плагиогранитах количество первичного магнетита, образующего изометричные зерна, невелико (не более 1—1,5%). Довольно много вторичного магнетита, представленного разрозненными неправильными зернами, ассоциирующими с хлоритом.

Апатит присутствует в виде призматических и иглообразных кристаллов, расположенных в главных минералах и промежутках между ними. Часто обладает низким двупреломлением (0,002 и ниже).

Циркон в виде весьма мелких призмочек встречается внутри кварца и плагиоклаза, а также в их интерстициях.

Сфен первичного происхождения представлен клинообразными кристаллами; обнаруживает сильную дисперсию биссектрис; интерференционная окраска серая высшего порядка; плеохроизм слабый в бурых тонах. Вторичный сфен в виде мелких агрегатов приурочен к хлориту и промежуткам между плагиоклазом и кварцем; обычно имеет грязно-бурый цвет; реже обнаруживает дисперсию биссектрис; интерференционная окраска бледно-желтая высшего порядка.

Из постмагматических минералов в наибольшем количестве присутствует хлорит, являющийся псевдоморфозом по плагиоклазу и отчасти роговой обманке. Редко он замещает также кварц. Местами хлорит и кальцит заполняют промежутки между главными породообразующими минералами и в виде микрожил пронизают их. Судя по оптическим свойствам, хлорит близко стоит к пеннину.

Вышеизложенные данные показывают, что породы Ахлатского интрузива подвергались интенсивным постмагматическим метасоматическим преобразованиям. Из постамагматических процессов наиболее сильно проявлены кварцитизация, хлоритизация, альбитизация и пелитизация.

Метасоматические процессы происходили между кислыми, богатыми натрием, газообразными растворами и твердой фазой первоначальных интрузивных пород. Растворы эти уст-

ремились, главным образом к периферическим зонам интрузива, где наблюдаются наиболее интенсивные метасоматические изменения пород.

Сначала возникли микропегматиты и антипегматиты путем метасоматического замещения плагиоклаза кварцем, когда постмагматические высоконагретые кислые растворы взаимодействовали с твердой фазой плагиоклаза.

Установлено, что при возрастании содержания кварца в породах повышается кислотность плагиоклаза до альбита и увеличивается интенсивность замещения плагиоклаза кварцем с образованием микропегматитовой структуры. Это свидетельствует о том, что интенсивность пегматитизации пород зависела от содержания в растворах кремнезема и, что почти одновременно с пегматитизацией шла альбитизация плагиоклаза под действием натрового метасоматоза.

Несколько позже под воздействием выделявшихся из отмеченных растворов эманаций у плагиоклаза вызвалась пелитизация, интенсивность которой, при прочих равных условиях, зависела от количества и температуры эманаций.

В конце имела место интенсивная хлоритизация и частичная карбонатизация плагиоклаза.

Поскольку хлорит преимущественно развивается по плагиоклазу, то следует думать, что при метасоматическом преобразовании плагиоклаза в хлорит растворами были привнесены магний и железо. Глинозем хлорита, видимо, почти полностью заимствован у плагиоклаза. Незначительная часть хлорита образовалась и непосредственно из растворов, так как встречаются микрожилы хлорита с карбонатом, прорезающие породу.

При усилении кварцитизации и альбитизации пород хлоритизация отводится на второй план. Из этого можно предполагать, что сопряженные между собой кварцитизация и альбитизация, с одной стороны, и хлоритизация с другой, разделены некоторым промежутком времени и вызваны растворами различного состава.

Личкадзорские незначительные по размерам сателлиты прорывают кварцевые диориты Кохбского массива в его северо-западной части и верхнеюрские вулканогенные отложения севернее с. Личкадзор. Они сложены плагиогранитами,

которые по петрографическому составу, комплексу аксессуарных минералов и другим деталям весьма сходны с вышеописанными породами Ахпатского интрузива. Только в них постмагматические изменения, выраженные теми же процессами Ахпатского интрузива, проявлены слабо. Более детальное описание сателлитов приведено в другой работе автора (1960³).

В табл. 38 приведены результаты химического анализа плагиогранитов Ахпатского интрузива и Личкадзорских выходов. Анализ № 624 произведен в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР аналитиками Г. Джрбашян и В. Бабаян. Остальные анализы заимствованы у О. С. Степаняна.

Как видно по анализам, плагиограниты Ахпатского интрузива и Личкадзорских сателлитов близки и по химическому составу. Все анализируемые породы относятся к ряду пересыщенных глиноземом и характеризуются незначительным содержанием окисла калия. В них натрия резко преобладает над калием, что вполне согласуется с данными по минералогическому составу. Незначительное количество окисла калия обусловлено почти полным отсутствием в них калиевого полевого шпата. По своему химическому и минералогическому составу ближе всего они стоят к плагиогранитам.

б) Плагиогранит-порфиры

Этими породами сложены мелкие интрузивы, расположенные западнее г. Лалвар и у с. Цахкашат. Первый вытянут в северо-восточном направлении, причем с северо-востока к юго-западу резко суживается и огибается к югу. Контуры его довольно извилистые. Занимаемая им площадь около 1,5 кв. км. Он прорывает туфобрекчии и порфириты верхней юры. С юга вблизи плагиогранит-порфиров обнажаются вулканогенно-осадочные породы эоцена, представленные нуммулитовыми известняками, песчаниками и порфиритами, причем в последних никаких контактовых изменений не замечено.

Непосредственные контакты интрузива с вмещающими вулканогенными породами со всех сторон скрыты под наносами. Только в 3 км к северо-западу от вершины г. Лалвар, в

Химические составы плагиогранитов Алавердской группы

Окислы	1—33	1—30	624	Среднее из 3 анализ.	Цифра Завариц- кого	1—33	1—30	624	Среднее из 3 анализ.
SiO ₂	69,80	73,40	72,67	71,96	a	8,0	8,95	9,21	8,71
TiO ₂	0,81	0,07	0,27	0,38	c	4,0	2,08	0,96	2,57
Al ₂ O ₃	13,28	15,33	14,56	14,39	b	5,2	9,66	12,21	9,26
Fe ₂ O ₃	1,27	1,57	2,06	1,63	s	82,8	75,31	77,62	79,46
Feo	3,60	1,47	1,47	2,18	a'	8,2	67,77	58,64	51,43
Mno	—	—	0,02	—	r	81,0	27,52	24,61	36,43
Mgo	0,30	0,40	1,31	0,67	m'	10,8	6,71	16,75	12,14
CaO	4,03	1,76	0,85	2,21	c	—	—	—	—
Na ₂ O	3,20	3,40	4,31	3,64	n	88	79,7	95,83	87,87
K ₂ O	0,70	1,25	0,32	0,76					
nnn	2,95	1,24	0,71	1,63					
H ₂ O	—	—	0,04	0,01					

1—33, 1—30 — Ахпатские плагиограниты

624 — Личкадзорский плагиогранит

русле небольшого ручья обнажается резкий контакт его с туфобрекчиями верхней юры с падением на северо-запад под углом 75—80°.

В интрузиве выделяются различные системы трещин отдельности, притом сильно развиты поперечные и диагональные и слабо-продольные. Трещины отдельности северо-западного простирания являются преобладающими, чем трещины северо-восточного простирания. Они падают в обе стороны под различными углами (от 20 до 85°).

В восточной расширенной части интрузив пересекается дайками оснотных пород, приуроченными к крупным поперечным трещинам.

Небольшой выход плагиогранит-порфиров у с. Цахкашат имеет штокообразную форму. Однако в силу плохой обнаженности контуры его в известной мере условные.

Под микроскопом породы этих интрузивов обладают отчетливо выраженной микропорфировидной структурой с мелкозернистой гипидиоморфнозернистой и переходной от гипидиоморфнозернистой к аллотриоморфнозернистой структурой основной массы. Главными минералами их являются плагиоклаз и кварц. Аксессуарные минералы: магнетит, циркон, апатит, реже сфен. Вторичные продукты: серицит, хлорит, альбит, кварц, карбонат, реже эпидот.

Как вытекает из таблицы 39, плагиогранит-порфиры западнее г. Лалвар отличаются от Цахкашатских пониженным содержанием кварца и присутствием роговой обманки. Это обусловлено некоторым проявлением в них процессов ассимиляции и гибридизма. В первых нередко встречаются темные сгустки, представляющие останцы ксенолитов. Цахкашатские плагиогранит-порфиры лишены следов ассимиляции, и потому они характеризуются полным отсутствием роговой обманки и значительно пониженным содержанием магнетита, апатита и сфена.

В плагиогранит-порфирах вкрапленники представлены плагиоклазом и реже роговой обманкой (в первом интрузиве). Основная масса обычно преобладает над вкрапленниками и состоит из вышеперечисленных минералов. Плагиоклаз всегда идиоморфен по отношению к остальным минералам. Редко роговая обманка располагается внутри плагиоклаза,

Средние минералогические составы плагиогранит-порфиров
Амавердской группы и пределы колебания в них
содержания минералов и № плагиоклазов

Минералы	I		II	
	среднее	пределы колебания	среднее	пределы колебания
Плагиоклаз	64	59 - 66	59	53—69
Кварц	30	28—35	40	30—46
Роговая обманка	4,6	3 - 6	—	—
Акцессории	1,4	1—2	0,9	0,7—1
№ плагиоклаза вкрапленников	27	12—33	26	24—31
№ плагиоклаза основной массы	21	6—27	9	5—13

I — интрузив западнее г. Лалвар

II — интрузив у сел. Цахкашат.

что может указать на ее сравнительно раннее выделение. Акцессории обычно ассоциируют с главными породообразующими минералами основной массы, однако из них магнетит и апатит встречаются и в плагиоклазовых вкрапленниках.

Автометаморфизм плагиогранит-порфиров выражается теми же процессами, что и в плагиогранитовых интрузивах, но в меньших масштабах. Они также подвержены альбитизации, кварцитизации, хлоритизации. В них сильно проявлена и серицитизация. Широкое колебание состава плагиоклазов как вкрапленников, так и основной массы (см. табл. 39) как раз объясняется процессами альбитизации. Нередко плагиоклаз разложен и замещен тонким псевдоморфозным агрегатом серицита, к которому примешиваются карбонат, вторичный кварц, хлорит и эпидот. Роговая обманка обычно полностью замещена чешуйчатым агрегатом хлорита.

Приведенные в табл. 40 данные показывают, что описываемые породы характеризуются повышенным содержанием кремнезема, резким преобладанием натрия над калием и принадлежностью к ряду пород, пересыщенных глиноземом.

Химические составы плагиигранит-порфиров
западнее г. Лалвар

ОКИСЛИ	93	1—20	Среднее из 2 анализ.	Числа Завариц- кого	93	1—20	Среднее из 2 анализ.
SiO ₂	69,22	72,76	70,99	a	8,6	12,7	10,43
TiO ₂	0,20	0,20	0,20	c	1,5	1,1	1,29
Al ₂ O ₃	16,60	15,10	15,85	b	12,3	7,6	11,98
Fe ₂ O ₃	3,27	1,62	2,44	s	77,6	78,6	76,30
Feo	1,80	0,90	1,35	a'	43,5	57,3	59,14
Mno	—	—	—	f'	36,6	28,4	26,34
Mgo	1,43	0,69	1,06	m'	19,9	14,3	14,52
CaO	1,21	0,95	1,08	c'	—	—	—
Na ₂ O	3,04	5,48	4,26	n	78	90	85
K ₂ O	1,30	0,92	1,11				
ppp	2,00	0,77	1,38				
H ₂ O	—	0,51	0,25				

Как становится очевидным из всего вышеизложенного, плагиигранит-порфиры по химико-минералогическим особенностям, комплексу аксессуарных минералов и проявлению постамагматических процессов весьма сходны с плагиигранитами.

5. ГРАНИТЫ

Граниты в виде небольших штокообразных выходов располагаются в следующих местах:

а) в 3 км к юго-западу от с. Ходжорния на правом берегу верховья р. Бануш. Восточная расширенная часть выхода сложена среднезернистыми, совершенно лейкократовыми, розовыми гранитами, которые к западу постепенно переходят в мелкозернистые разновидности, содержащие некоторое количество темноцветных минералов.

б) в 1,5 км к юго-востоку от с. Ходжорния, в северной пе-

риферии Банушского интрузива. Вследствие плохой обнаженности, контуры выхода условные. Слагающие его породы представлены среднезернистыми и мелкозернистыми розовыми гранитами, связанными между собой постепенным переходом;

в) в 1,5 км к юго-западу от с. Бардазор, внутри Банушского интрузива. Контакты выхода скрыты под наносами и только в 2 км к юго-западу от с. Бардазор обнаружен резкий контакт гранитов с породами Банушского интрузива. Выход этот сложен более мелкозернистыми аплитовидными гранитами;

г) в 0,2 км к востоку от с. Бардазор. Центральная часть выхода сложена среднезернистыми лейкократовыми розовыми гранитами, которые по периферии постепенно переходят в мелкозернистые разновидности;

д) в 0,3 км к северо-западу от с. Мец Айрум, в южной периферии Чочканского интрузива. По восточному краю выход покрыт базальтами, а по южному — наносами. В северной и северо-западной частях граниты прорывают породы Чочканского интрузива. Кроме того, к северу от гранитного тела во многих местах кварцевые диориты Чочканского интрузива рвутся мелкими апофизами тех же гранитов. Породы из этого интрузива представлены мелкозернистыми аплитовидными гранитами.

Все гранитные тела преимущественно вытянуты в северо-восточном близширотном направлении. В них выделяются трещины отдельности северо-западного и северо-восточного простирания, причем обе системы развиты одинаково и часто падают на юго-восток под различными углами.

Макроскопически граниты среднезернистые, равномерно-зернистые или мелкозернистые аплитовидные, совершенно лейкократовые розовые породы.

Структура гипидиоморфнозернистая для среднезернистых гранитов и переходная от гипидиоморфнозернистой к панидиоморфнозернистой — для мелкозернистых. Их главные минералы: плагиоклаз, калиевый полевой шпат и кварц. Редко встречается также биотит. Акцессорные минералы: магнетит, циркон, весьма редко апатит. Вторичные минералы: серицит, каолин, лимонит, реже хлорит.

Средние минералогические составы гранитов Алавердской группы и пределы колебания в них содержания породообразующих минералов и № плагиоклазов

Минералы	Среднезернистые граниты		Мелкозернистые граниты		Средне- и мелкозернистые граниты	
	среднее	пределы колебания	среднее	пределы колебания	среднее	пределы колебания
Плагиоклаз	28	16—33	9,6	5—16	19	5—33
Калиевый полевой шпат	33	30—40	45	43—50	39,3	30—50
Кварц	37,8	36—40	45	40—47	41	36—47
Биотит	0,5	0—1	—	—	0,2	0—1
Аксессуары	0,7	0,3—1	0,4	0,2—0,5	0,5	0,2—1
№ плагиоклаза	10	5—14	13	6—17	11	5—17

Как видно из таблицы 1 41, мелкозернистые граниты отличаются от среднезернистых пониженным содержанием плагиоклаза, но повышенным — кварца и калиевого полевого шпата.

В обеих разновидностях гранитов содержание кварца и калиевого полевого шпата подвергается сравнительно небольшим колебаниям, в то время как количество плагиоклаза довольно изменчиво, особенно в среднезернистых гранитах.

Значительные колебания в относительном содержании главных породообразующих минералов наблюдаются и в различных частях одних и тех же гранитных интрузивов. Так, в пределах одного и того же тела местами граниты постепенно сменяются породами, сплошь состоящими из калиевого полевого шпата и кварца. Лишь в виде единичных кристаллов встречается плагиоклаз. В других случаях они постепенно переходят в породы, в которых плагиоклаз и калиевый полевой шпат присутствуют примерно в равном количестве. В этом

¹ Таблица составлена на основании 18 подсчетов.

отношении более или менее устойчивым является кварц, содержание которого меньше всего подвергается колебаниям.

Как видно из последней графы табл. 41, пределы колебания породобразующих минералов (особенно плагиоклаз) широкие для гранитов вообще, хотя в них нельзя найти видимых следов ассимиляции и гибридизма.

В среднезернистых гранитах плагиоклаз образует таблитчатые пелитизированные и отчасти серицитизированные кристаллы размерами 1,5—3 мм. Состав его варьирует от № 5 до № 14, средний состав отвечает № 10. По мере возрастания кислотности плагиоклаза заметно уменьшаются размеры его кристаллов и степень идиоморфизма. Возможно, плагиоклаз альбитового состава выделился несколько позже олигоклаза.

Калиевый полевой шпат представлен гипидиоморфными призматическими и несколько удлиненными, бесформенными зернами, приобретающими бурый цвет вследствие интенсивной пелитизации. Размеры — 1,5—2,5 мм. Когда в гранитах содержание плагиоклаза достигает ничтожного, калиевый полевой шпат часто пертитизирован и прорастается пегматитовыми вростками кварца. Судя по результатам измерения калиевого полевого шпата (табл. 42), он принадлежит к микроклину и только редко — к ортоклазу. В 9-ти случаях из 10 угол Nm : $\perp(001)$ превышает 10° . В некоторых шлифах встречаются призматические, сдвойникованные по карлсбадскому закону кристаллы ортоклаза, имеющие с альбит-олигоклазом одинаковую степень идиоморфизма. По-видимому, ортоклаз выделился несколько раньше микроклина и альбита.

Кварц присутствует как в виде крупных изометричных, так и более мелких угловатых зерен, содержащих разъединенные реликты калиевого полевого шпата.

Биотит не является типоморфным минералом и нередко отсутствует. Он в виде мелких зерен приурочен к промежуткам главных минералов и кристаллизовался после них. Обычно разложен и замещен псевдоморфозным агрегатом хлорита, магнетита и иногда мусковита. Сохранившиеся от разложения кристаллы его окрашены в зеленовато-коричневый цвет со слабым плеохроизмом и низким двупреломлением (0,016—10,023).

Мелкозернистые граниты преимущественно более свежие породы, чем среднезернистые, что, по-видимому, объясняется их структурными особенностями. В них полевые шпаты менее пелитизированы и серицитизированы, а биотит сравнительно слабо хлоритизирован. Средние размеры плагиоклаза — 0,8 мм, калиевого полевого шпата — 0,5—0,6 мм, кварца — 0,5 мм.

Таблица 42

№ № шлифов	2V	⊥ (001)			⊥ (010)		
		Ng	Nm	Np	Ng	Nm	Np
861	82—88°	79°	14°	90°	17°	86°	78°
864	87—89°	76°	17°	81°	12°	85°	82°
837	78—88°	81°	17°	88°	—	—	—
306	76—86°	86°	18°	74°	—	—	—
635	85°	82°	17°	80°	—	—	—
636	75—82°	88°	6°	80°	4°	90°	90°
294	86°	80°	18°	77°	—	—	—
308	80—88°	88°	12°	80°	—	—	—
321	80—88°	82°	18°	76°	—	—	—
625	66—74°	89°	10°	80°	—	—	—

Плагиоклаз представлен короткопризматическими кристаллами, образующими тонкополисинтетические двойники по альбитовому закону. Как видно из табл. 41, плагиоклаз несколько основнее, чем в среднезернистых гранитах.

В мелкозернистых гранитах калиевый полевой шпат часто и сравнительно сильно пертитизирован, причем пертитовые вроски альбита образуют тонкие ленты, располагающиеся перпендикулярно к удлинению кристаллов. Заметно увеличивается также степень идиоморфизма калиевого полевого шпата. Вообще степень идиоморфизма некоторых породобразующих минералов в известной мере находится в причинной зависимости от их содержания в породе.

Кварц присутствует в изометричных, нередко вытянутых зернах, обладающих с калиевым полевым шпатом одинаковой степенью идиоморфизма. Местами прорастает калиевый полевой шпат, образуя незначительные гранофировые участки.

Таблица 43

Окислы	Среднезернистые		Мелко- зернистые	Среднее из 3 анал.	Числа За- варицкого	Среднезернистые		Мелко- зернистые	Среднее из 3 анал.
	421	294	861			421	294	861	
SiO ₂	75,76	74,42	79,50	76,56	a	14,7	12,6	11,70	13,2
TiO ₂	0,13	--	0,15	0,09	c	0,3	0,5	0,16	0,5
Al ₂ O ₃	13,61	12,69	9,81	12,09	b	2,2	6,2	3,54	3,7
Fe ₂ O ₃	0,79	3,89	2,03	2,23	s	82,8	80,7	84,60	82,6
Feo	0,18	0,27	0,28	0,24	a'	63	42,3	—	31,5
Mno	—	0,03	0,02	0,01	f'	24	54,6	50,0	54,5
Mgo	0,25	0,10	0,72	0,35	m'	13	3,1	32,2	14,0
CaO	0,23	0,54	0,67	0,48	c'	—	—	17,8	—
Na ₂ O	4,37	3,70	3,18	3,75	n	64	62,5	55,3	61,5
K ₂ O	3,92	3,42	3,96	3,76					
nnn	0,74	0,73	—	0,49					
H ₂ O	0,18	0,13	—	0,09					

Как видно, среднезернистые и мелкозернистые граниты отличаются друг от друга по некоторым петрографическим деталям и структурным особенностям, что объясняется, возможно, несколько разновременным внедрением.

В описываемых породах магнетит встречается в виде единичных изометричных зерен, обычно разложенных и превращенных в лимонит, заполняющий микротрещинки полевых шпатов. Циркон представлен мелкими идиоморфными кристалликами. Редчайшие кристаллы апатита короткопризматические и бесцветны. Акцессорные минералы главным образом приурочены к промежуткам между основными породообразующими минералами и возникли после них. Из акцессориев циркон нередко располагается в полевых шпатах.

Исходя из вышеприведенных данных, можно предполагать следующий порядок кристаллизации гранитных минералов: а) олигоклаз, ортоклаз, кварц; б) альбит, микроклин, кварц, отчасти акцессорные минералы (особенно циркон); биотит и главная масса акцессорных минералов.

В табл. 43 приведены результаты химического анализа гранитов, произведенного в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР аналитиками А. Петросян и С. Дехтрикян. Анализ № 421 заимствован у А. Л. Додина.

Из таблицы видно, что мелкозернистые граниты отличаются от среднезернистых несколько повышенным содержанием кремнезема, что хорошо согласуется с количественно-минералогическим составом. Среднезернистые граниты пересыщены глиноземом, в то время как мелкозернистые — нормального ряда. Анализированные породы отличаются от среднего гранита по Дэли повышенным содержанием кремнезема и близко стоят к среднему аляскинту.

Г. ПОРОДЫ ЖИЛЬНОЙ ФАЗЫ

Жильные породы Алавердского района детально описаны в работах П. Ф. Сопко (1954) и Г. А. Казаряна (1959^{1, 2, 3}), поэтому характеристика их здесь приводится в такой мере, в какой необходима для цельного представления интрузивного магматизма района.

Породы жильной фазы характеризуются большим разнообразием петрографического состава. Среди них различаются плагиоаплиты, плагиоаплит-порфиры, граноаплиты, среднезернистые жильные граниты, гранит-порфиры, пегматиты, кварцевые и бескварцевые диорит-порфириты и микродиориты. Генетическая связь их с интрузивной деятельностью доказывается тем, что они преимущественно приурочены к интрузивам и их экзоконтактовым зонам, причем гранитоиды и с ними тесно ассоциирующие жилы обладают многими общими петрографическими и геохимическими признаками.

Наиболее полно жильная серия пород проявлена в крупном Кохбском массиве, где обнаружены почти все вышеперечисленные разновидности. В нем встречена также лейкократовая жила, которую можно называть плагиоклазитом или андезинитом, так как она состоит исключительно из андезина.

Наибольшим распространением пользуются плагиоаплиты, которые наблюдаются почти во всех кислых и средних интрузивах. Они имеют большое развитие особенно в гранитоидах, бедных калиевым полевым шпатом. Так, их количество меньше в Банушском, а затем Чочканском интрузивах и достигает максимума в кварцевых диоритах Кохбского и Цахкашатского интрузивов.

Граноаплиты и среднезернистые жильные граниты резко уступают плагиоаплитам; их количество сравнительно возрастает в связи с увеличением в гранитоидах калиевого полевого шпата. Они пользуются наибольшим развитием в Чочканском интрузиве вокруг гранитов, с которыми, по-видимому, они связаны.

Интересно отметить, что содержание калиевого полевого шпата в граноаплитах и плагиоаплитах заметно увеличивается с возрастанием в интрузивах количества калиевого полевого шпата, хотя из этого правила есть и редкие исключения.

Пегматиты имеют небольшое распространение. Они констатированы в Кохбском, Ахпатском и Цахкашатском интрузивах. По данным Г. А. Казаряна (1959³), пегматиты встречаются и в розовых гранитах.

Плагиоаплит-порфиры, микродиориты, кварцевые и бескварцевые диорит-порфириты приурочены главным образом, к

Кохбскому и Цахкашатскому интрузивам и с ними обнаруживают многие общие черты петрографического состава. Они наблюдаются и в значительном удалении от обнажающихся интрузивов. Подобных пород в гранитах нами не встречено.

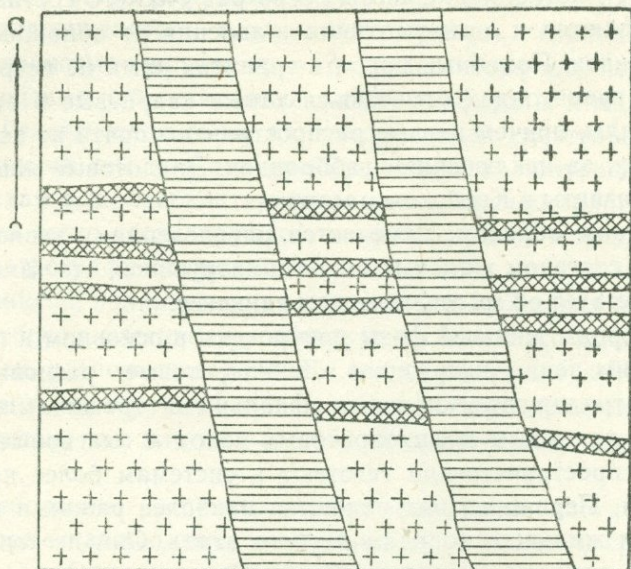
В гранитоидах отмечаются также кварцевые и эпидотовые жилы, причем первые распространены почти во всех интрузивах, за исключением габброидов. Эпидотовые жилы широко развиты в Кохбском массиве.

Таким образом, намечается определенная зависимость между составом жильных пород и интрузивов, что также свидетельствует об их генетическом единстве.

Породы жильной фазы приурочены в основном к периферическим зонам интрузивов. Лейкократовые разновидности их контролируются мелкими локальными трещинами, в то время, как жилы меланократовых пород и плагиоаплит-порфиров пространственно тяготеют к системам более крупных трещин. Первые из них являются наиболее ранними и относятся к жильным породам первого этапа. Они не сопровождаются закаленными оторочками и, следовательно, наиболее близко связаны по времени образования с интрузивами. Их раннее внедрение по отношению к меланократовой серии пород доказывается и по непосредственным пересечениям. Так, на восточной окраине с. Шнох плагиоаплиты секутся двумя дайками кварцевых диорит-порфиритов (фиг. 33). В Кохбском массиве Г. А. Казаряном (1959³) установлен факт пересечения аплитов дайкой диорит-порфиритов.

Необходимо отметить, что помимо ранних плагиоаплитов, в Кохбском массиве констатируется наличие тех же пород и более молодого возраста, образовавшихся после кварцевых диорит-порфиритов. Это подтверждается тем, что в 300 м к востоку от с. Арчис дайки кварцевых диорит-порфиритов двух поколений пересекаются маломощными жилами плагиоаплитов (фиг. 34). Поздние плагиоаплиты отличаются от ранних большей основностью плагисклаза и повышенным содержанием биотита.

Ранние плагиоаплиты принадлежат, по крайней мере, к двум поколениям, что доказывается их непосредственными пересечениями, наблюдаемыми во многих местах. В Кохбском массиве в 0,4 км к юго-востоку от с. Шнох такие плагиоапли-



1 2 3
 1 Интрузивная порода, 2. Кварцевые диорит-порфириты, 3. Плагиоаплиты.

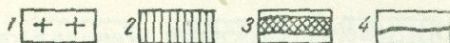
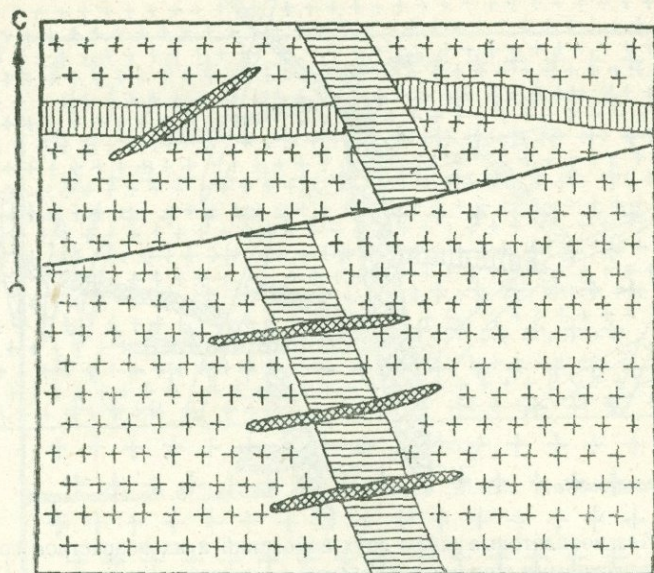
Фиг. 33. Схема пересечения плагиоаплитов дайками кварцевых диорит-порфиритов на восточной окраине с. Шнох.

ты двух поколений секутся эпидотовыми жилами также двух поколений, причем первые смещены от 1 до 25 см (фиг. 35).

Пегматиты связаны с граноаплитами постепенными переходами и с ними, несомненно, являются приблизительно одновременными. Кроме того, по наблюдениям Г. А. Казаряна (1959³), пегматиты секутся диоритовыми и кварц-диоритовыми дайками. Однако в Цахкашатском интрузиве установлен факт пересечения кварцевой жилы микропегматитом (фиг. 36), что говорит о существовании пегматитов и молодой генерации.

Плагиоаплит-порфиры, микродиориты, кварцевые и бескварцевые диорит-порфириты относятся к жильным породам второго этапа. Они обычно образуют крупные дайки с отчетливо выраженными закаленными краями.

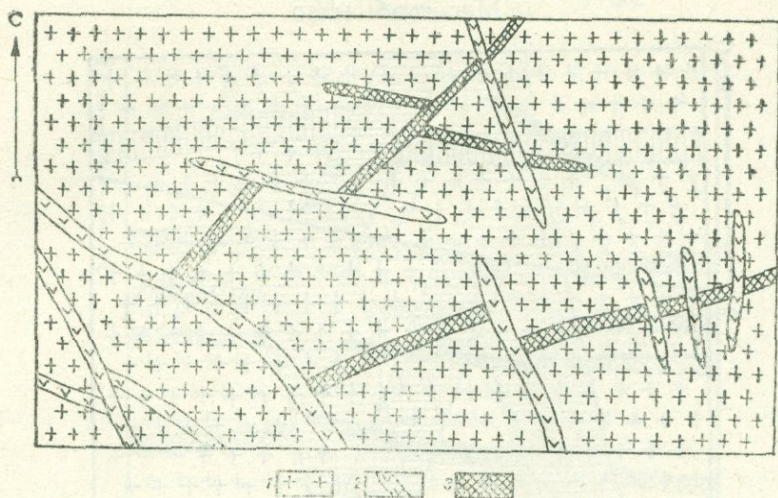
Масштаб 1:150



1. Интрузивная порода, 2. Кварцевый диорит-порфирит, 3. Плагиаоплит, 4. Тектоническая трещина.

Фиг. 34. Схема возрастного соотношения кварцевых диорит-порфиритов и плагиаоплитов восточнее с. Арчис.

Жильные породы второго этапа возникли после полной консолидации обнажающихся интрузивов, о чем свидетельствуют следующие данные: а) они секут контактово-метаморфические породы, сами оставаясь свежими; б) во многих местах отчетливо секут интрузивные породы, включая в себя их ксенолиты. Так, в 0,7 км к юго-западу от с. Шнох крупная дайка плагиаоплит-порфира прорывает контактово-измененные породы Кохбского массива и содержит в себе несколько обломков кварцевых диоритов отмеченного массива (фиг. 37); в 1,3 км к юго-западу от с. Цахкашат дайка диорит-порфира сечет Цахкашатский интрузив, включая в себя неправильные обломки его пород (фиг. 38); в верховье р. Кульп дайка кварцевого диорит-порфира, прорывающая Кохбский



1. Интрузивная порода, 2. Эпидотовые жилы, 3. Плаггиоаллиты.

Фиг. 35. Плаггиоаллитовые жилы двух поколений и их возрастное соотношение с эпидотовыми жилами в Кохбском массиве юго-восточнее с. Шнох.

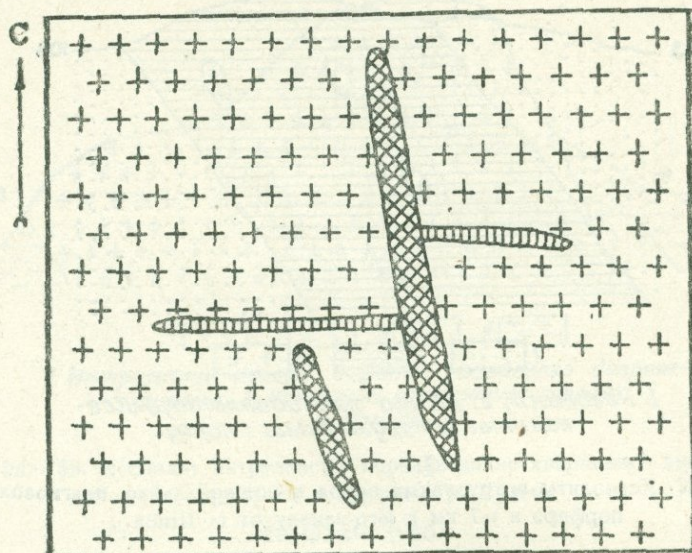
массив, содержит довольно крупный ксенолит кварцевых диоритов этого массива (фиг. 39).

Ксенолиты интрузивных пород в жильных образованиях второго этапа встречаются как в глубоко эродированных, так и гипсометрически высоких частях Кохбского массива. Это указывает на то, что часть их возникла не только после кристаллизации внешней оболочки интрузивов, но и после затвердения значительно глубоких их горизонтов.

Некоторая часть жильных пород предшествовала процессам натриевого метасоматоза, что доказывается часто наблюдаемой альбитизацией плаггиоклаза. Наблюдался интересный случай — дайка диорит-порфирита в Кохбском массиве под воздействием натриевого метасоматоза превращалась в породу, состоящую из альбита, незначительного количества кварца и других вторичных минералов.

В гранитоидах различается несколько генераций кварцевых жил. Почти во всех кислых интрузивах встречаются очень мелкие неправильные кварцевые жилы, которые принадлежат к двум поколениям. Они обычно безрудные, часто ас-

Масштаб 1: 6



1. Интрузивная порода, 2. Микропегматит, 3. Кварцевая жила

36. Схема пересечения кварцевой жилы микропегматитом в Цахкашатском интрузиве к юго-западу от с Цахкашат.

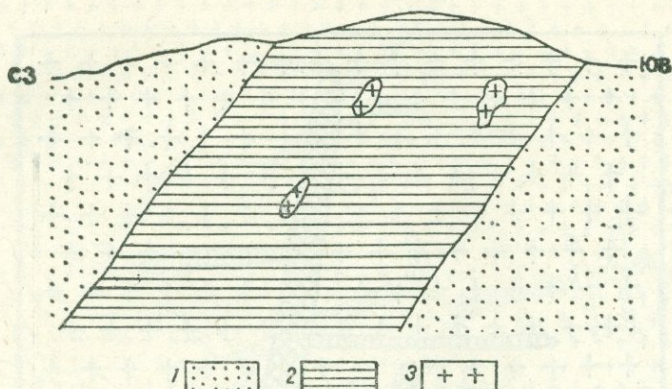
социнируют с жильными породами первого этапа и пересекают их. В некоторых местах такие безрудные жилы секут и дайки второго этапа (фиг. 40).

В тесной ассоциации с жильными породами первого этапа находятся также мелкие кварцевые жилы с медно-пиритовой и реже медно-молибденовой (Кохбский массив) минерализацией.

В районе Кохбского массива встречаются кварцевые жилы еще двух типов:

а) крупные кварцевые жилы, которые по мощности и длине не уступают дайкам второго этапа. Они обычно содержат пирит, халькопирит, редко сфалерит, галенит, золото и серебро;

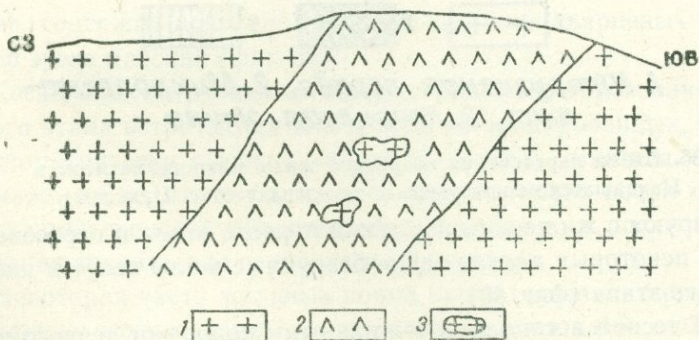
Масштаб 1:100



1. Роговики, 2. Дайка плагиоаплита, 3. Ксенолиты интрузивных пород.

Фиг. 37. Ксенолиты интрузивных пород в мощной дайке плагиоаплит-порфира в 0,7 км к юго-западу от с. Шнох.

Масштаб 1:100



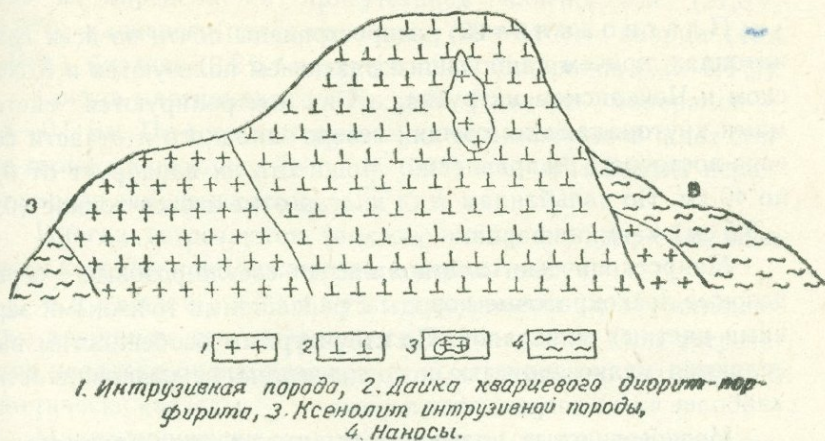
1. Интрузивная порода, 2. Дайка диорит-порфири-та, 3. Ксенолиты интрузивной породы.

Фиг. 38. Обломки интрузивных пород в дайке диорит-порфири-та, прорывающего Цахкашатский интрузив в 1,3 км к юз от с. Цахкашат.

б) мелкие кварцевые жилы либо с баритовым (иногда с золотом), либо гематитовым (иногда с пиритом, халькопиритом и золотом) оруденением.

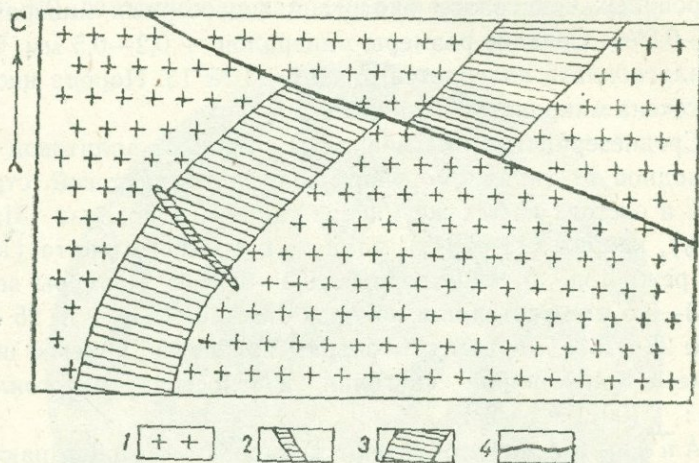
Оба типа кварцевых жил локализируются в экзоконтак-

Масштаб 1:100



Фиг. 39. Ксенолит интрузивных пород в дайке кварцевого диорит-порфирита в верховье р. Кульп.

Масштаб 1:40



Фиг. 40. Пересечение дайки кварцевого диорит-порфирита безрудной кварцевой жилой в Кохбском массиве северо-восточнее с- Шнох.

товой, реже эндоконтактовой зонах Кохбского массива и, по-видимому, связаны с жильными образованиями второго этапа.

а) Жильные породы первого этапа

Плагиаоплиты распространены почти во всех гранитоидах, причем наибольшим развитием пользуются в Кохбском и Чочканском интрузивах. Они контролируются системами крутопадающих трещин северо-западного и отчасти северо-восточного направлений. Мощность их варьирует от 0,5 до 40 см. По зальбандам жил иногда отмечаются тонкие (0,5—0,8 см) каемки кварца.

Макроскопически плагиаоплиты светло-розовые, серо-розовые лейкократовые породы с редчайшими точечными зернами цветных минералов. По структурным особенностям выделяются мелкозернистые и среднезернистые разновидности; наиболее часто встречаются первые.

Мелкозернистые плагиаоплиты имеют аплитовую структуру и состоят из аллотриоморфных зерен плагиоклаза (41,6—49,8%), кварца (35—50%), незначительного количества калиевого полевого шпата (5—10%), изредка единичных хлоритизированных кристаллов биотита и акцессорных минералов¹ (0,2—0,8%). Средние размеры минералов — 0,2—0,5 мм. Состав плагиоклаза колеблется от № 5 до № 15. Порода иногда пересечена микрожилами эпидота.

Среднезернистые плагиаоплиты обладают аплитовой или переходной от гипидиоморфнозернистой к аплитовой структурой и состоят из тех же минералов — плагиоклаза (31,5—39,6%), кварца (43—50%), калиевого полевого шпата (10—12,7, реже 18,6%), акцессориев (0,3—0,5%). Размеры зерен — 0,8—3,5 мм. Состав плагиоклаза отвечает № 8 — № 25 (чаще № 22—25). По трем измерениям калиевый полевой шпат ближе к моноклинной сингонии и относится к ортоклазу ($Nm: \perp (001) = 7-9^\circ$).

Аплиты чаще образуют мелкие жилы, простирающиеся в северо-западном направлении с падением на северо-восток под крутыми углами (60—70°).

Макроскопически они мелкозернистые, равномернозернистые серо-розовые породы с редкими зернами цветных мине-

¹ В жильных породах первого этапа акцессорные минералы представлены черным рудным минералом, цирконом, апатитом, изредка сфеном.

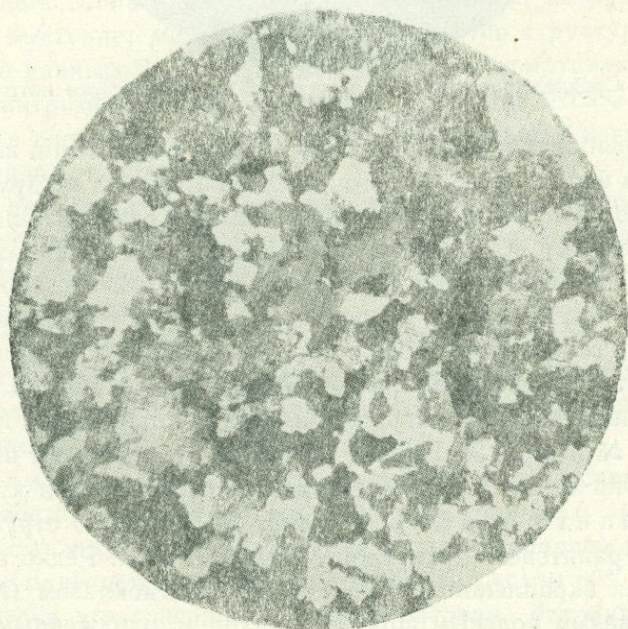
ралов. Структура аплитовая (фиг. 41). Минералогический состав их определяется присутствием плагиоклаза (21,6—24,6%), калиевого полевого шпата (29—34%), кварца (43,4—46%), биотита (0,2%) и акцессорных минералов (0,2—0,4%).

Состав плагиоклаза — № 13-25. Размеры минералов — 0,3—0,5 мм. По трем измерениям калиевый полевой шпат ближе стоит к ортоклазу ($Nm: \perp (001) = 6-8^\circ$). Биотит нередко нацело замещен хлоритом.

Иногда встречаются тонкозернистые аплиты, составные части которых приближаются к микролитам.

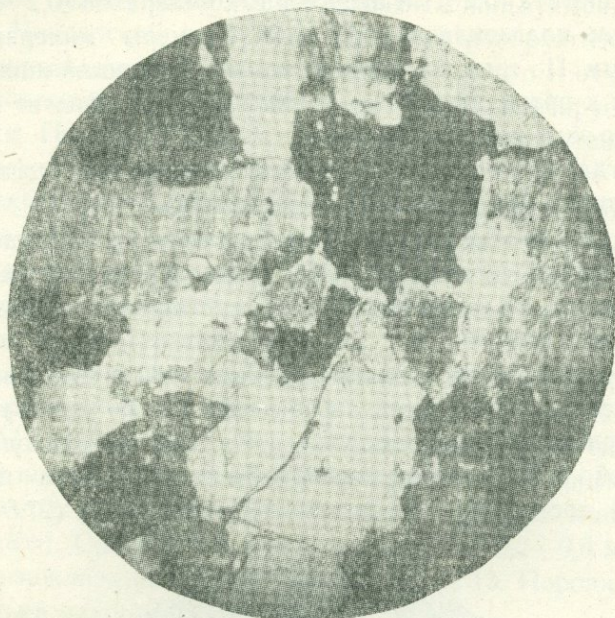
Жильные граниты приурочены к крутопадающим трещинам северо-западного направления. Они встречаются недалеко от выходов гранитов, с которыми, возможно, и генетически связаны.

Макроскопически жильные граниты почти неразличимы от гранитов. С последними очень сходны и по составу. Это среднезернистые, гипидиоморфнозернистой или переходной от аплитовой к гипидиоморфнозернистой структуры породы (фиг. 42), состоящие из калиевого полевого шпата (27,5 —



Фиг. 41. Аплит из Чочканского интрузива. Увелич. 26, Николь +.

31%), плагиоклаза (21—30,6%), кварца (38—48%), аксессуарных минералов (0,3—0,5%) изредка единичных кристаллов биотита и обыкновенной роговой обманки.



Фиг. 42. Среднезернистый жильный гранит из Чочканского интрузива.
Увелич. 26. Николи +.

Жильные граниты по составу сходны с аплитами, но, как видно из фиг. 41 и 42, они резко отличаются друг от друга по строению и, вероятно, являются несколько разновременными образованиями. Кроме того, по измерениям калиевый полевой шпат представлен слабо пертитовым микроклином, образующим призматические и неправильные, интенсивно пелитизированные зерна, включающие иногда плагиоклаз. Кварц присутствует в виде ксеноморфных зерен, содержащих в себе разъединенные реликты микроклина. Состав плагиоклаза колеблется от № 8 до № 25. Цветные минералы присутствуют весьма редко. Они совместно с аксессуарными скопляются в кучки.

Гранит - порфиры имеют порфировую структуру с микрогранитовой структурой основной массы. Редко встречающиеся вкрапленники представлены плагиоклазом (№ 25-39), калиевым полевым шпатом и кварцем, окруженным графитовой каемкой. Иногда во вкрапленниках присутствует

только плагиоклаз, образующий идиоморфные призматические кристаллы, окруженные либо калиевым полевым шпатом, либо гранофировой оболочкой.

Основная масса состоит из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза (№ 22), единичных пластинок мусковита и аксессуарных минералов. Калиевый полевой шпат представлен решетчатым микрокливом, прорастающимся микропергитовыми вростками альбита.

Средний состав гранит-порфиров: плагиоклаз — 36%, кварц — 34%, калиевый полевой шпат — 29% и аксессуарии — 1%.

— Пегматиты редки и располагаются ближе к центрам интрузивов. Они встречаются к северо-востоку от разъезда Ахпат, восточнее с. Арчис, к юго-востоку от г. Гуляби и юго-западнее с. Цахкашат. По наблюдениям В. Г. Грушевого, ветвящиеся пегматитовые жилки и линзы отмечаются также у восточного контакта Кохбского массива. Они состоят из калиевого полевого шпата и кварца, находящихся в пегматитовом прорастании. Редко наблюдаются самостоятельные непроросшие зерна калиевого полевого шпата, у которого местами выступает микроклиноватая решетчатая структура.

По данным В. Г. Грушевого (1938), в пегматитах Кохбского интрузива калиевый полевой шпат относится к микроклину и аноктоклазу. Последний констатирован в пегматитах восточной части массива.

В пегматитах в незначительном количестве присутствует также олигоклаз, хлоритизированный биотит и светло-зеленая роговая обманка. Последние два минерала взаимоисключают друг друга.

Г. А. Казаряном (1959³) обнаружены пегматиты, связанные с гранитами. По его данным, контакты их с вмещающими породами постепенные, причем внешняя аплитовидная зона к середине жилы сменяется пегматитовой.

— П л а г и о к л а з и т встречен в Кохбском массиве в 3 км к юго-востоку от с. Техут, где образует небольшую (мощностью 3 см) жилу, простирающуюся в северо-западном направлении с падением на северо-восток 40°, под углом 60°. Макроскопически это совершенно лейкократовая беловато-серая порода.

Под микроскопом плагиоклазит среднезернистая, равнозернистая порода, состоящая из довольно крупных (1,5—3,5, иногда 5 мм) широкопризматических кристаллов андезина (№ 38). Отмечается также небольшое количество более мелких неправильных зерен плагиоклаза. Для большинства кристаллов характерно неравномерное пятнистое угасание. Плагиоклаз свеж, лишь местами по нему развиваются серицит, бурое вещество и эпидот.

Акцессорные минералы почти полностью отсутствуют, только встречены два зерна апатита и черного рудного минерала.

б) Жильные породы второго этапа

Микродиориты констатированы в Кохбском массиве (в 0,8 км к северо-востоку от с. Личкадзор), Цахкашатском интрузиве (в 1 км к юго-западу от с. Цахкашат) и к юго-востоку от с. Ахкерпи, в значительном удалении от интрузивов. Они представлены сравнительно мощными (1—4 м) дайками, часто простирающимися в северо-восточном направлении с падением на юго-восток под крутыми углами (75—80°).

Минералогический состав: плагиоклаз (54—63%), обыкновенная роговая обманка (30—40%), акцессории (4,5—7%). Акцессории — магнетит, апатит, сфен, реже циркон.

Плагиоклаз (№37-39) образует хаотично расположенные узкопризматические кристаллы. Роговая обманка присутствует в виде неправильных, реже призматических зерен, которые нередко замещаются чешуйками вторичного биотита. Встречаются единичные зерна кварца в промежутках плагиоклазовых кристаллов. Среди акцессорных минералов резко преобладает магнетит.

Помимо микродиоритов, в Кохбском массиве в 1,3 км к северо-востоку от зимовки Таварагехци встречена дайка среднезернистых диоритов, простирающаяся в северо-восточном направлении с падением на юго-восток под углом 85°. Мощность ее 2—3 м.

Минералогический состав: плагиоклаз (79,5%), роговая обманка (18%) и акцессории (2,5%).

Плагиоклаз образует идиоморфные широкопризматиче-

ские кристаллы, в промежутках между которыми располагаются роговая обманка и акцессории. Плаггиоклаз отвечает андзину (№ 44). Он мутноватый, хотя и свеж. Интересно, что в этих значительно основных дайковых породах магнетит почти отсутствует. Довольно много вторичного сфена, развивающегося по роговой обманке.

Диорит - порфириды тесно связаны с кварцевыми диорит-порфиридами. Главная их масса пространственно тяготеет к интрузивам кварц-диоритового состава. Они образуют крупные дайки мощностью от 4 см до 25 м. Наиболее часты дайки с мощностью 1,5—4 м. Макроскопически обе разновидности массивные, серо-зеленоватые, темно-серые, породы с редкими вкраплениями плаггиоклаза и роговой обманки.

Под микроскопом структура диорит-порфиритов порфировая. Основная масса имеет от микролитовой до полнокристаллической гипидиоморфнозернистой структуру. Размеры зерен основной массы — 0,1—1 мм, а вкрапленников — 0,3—3,5, реже 4,5 мм.

Вкрапленники представлены плаггиоклазом, редко роговой обманкой. Соотношение вкрапленников и основной массы различное, но чаще всего преобладает последняя. Она состоит из плаггиоклаза, роговой обманки, реже незначительного количества кварца и вторичных продуктов. Акцессорные минералы — титано-магнетит, магнетит, апатит, сфен, иногда циркон, рутил.

В этих породах плаггиоклаз составляет от 49 до 70%, роговая обманка — от 25 до 46% и остальные — от 5 до 7%.

Вкрапленники плаггиоклаза представлены в той или иной мере зонарными идиоморфными кристаллами, которые иногда приобретают темноватый оттенок, вследствие пылеобразных включений черного рудного минерала. В основной массе плаггиоклаз присутствует в виде гипидиоморфных и изометричных зерен, реже образует микролиты. Состав плаггиоклаза вкрапленников — № 41-46, основной массы — № 30-34.

Вкрапленники роговой обманки нередко образуют сдвоенные кристаллы. В основной массе она представлена удлиненными узкопризматическими зернами с оборванными контурами. Угасание ее изменчиво как в отдельных шлифах, так и в одном и том же шлифе и колеблется от 9 до 28°. В

большинстве случаев угасание у вкрапленников несколько больше, чем у зерен основной массы.

Главная масса титано-магнетита замещена сфеном. Последний часто располагается в промежутках между плагиоклазом и роговой обманкой, иногда же внутри последней и вместе с ней. Плеохроизм в буро-коричневых тонах сравнительно резкий. Апатит образует мелкие бесцветные призматические кристаллы и неправильные зерна в интерстициях главных породообразующих минералов. Рутил встречается в виде мелких призмочек и сердцеобразных желтоватых кристаллов.

В 1—1,3 км к северу от с. Арчис обнажаются мощные (4—5 м), почти вертикально падающие буровато-желтые дайки, которые прослеживаются по простиранию около 200—300 м и местами перескаются поперечными тектоническими нарушениями. Они отчетливо прорывают породы Кохбского массива, давая с ними резкие контакты. Эти дайки сложены кварцсодержащими альбититами. В. Г. Грушевой (1941¹) рассматривал их как измененные породы, характер которых недостаточно ясен ввиду сильной измененности. Но, исходя из структуры этих пород, он полагал, что первоначально они не были очень кислыми, а кварц и слюда в них вторичные.

Предположение В. Г. Грушевого подтверждается нашими наблюдениями. Было установлено, что у одной дайки с центра к периферии буровато-желтые кварцсодержащие альбититы постепенно сменяются темными мелкозернистыми, более основными породами типа диорит-порфиритов. Зоны этих темных пород, наблюдающиеся по обоим краям дайки, имеют мощность от 40 до 55 см. Это свидетельствует о том, что дайки кварцсодержащих альбититов возникли путем метасоматического преобразования диорит-порфиритов под воздействием богатых натрием растворов. Они сохраняют порфириковую структуру исходных пород, причем вкрапленники андезина превращены в альбит (№ 9). Резко преобладающая основная масса состоит из хаотично расположенных, неотчетливо сдвойникованных кристаллов альбита (№ 7), промежутки между которыми заполнены ксеноморфными зернами прозрачного вторичного кварца, большим количеством лимонитизированного магнетита и мелкими неправильными зернами грязно-зеленовато-коричневого биотита с низким двупрелом-

лением. Встречаются также единичные кристаллы апатита и высокопреломляющего минерала, сходного с цирконом.

Кварцевые диорит-порфиры обнаруживают отчетливую порфиловую структуру с мелкозернистой аллотриморфозернистой и гипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Размеры зерен основной массы 0,1—0,6 мм, а вкрапленников— 1—3 мм.

Главные минералы: плагиоклаз (54—58%), роговая обманка (19—28%) и кварц (16—21%). Аксессуары составляют 2—3% и представлены теми же минералами диорит-порфиров.

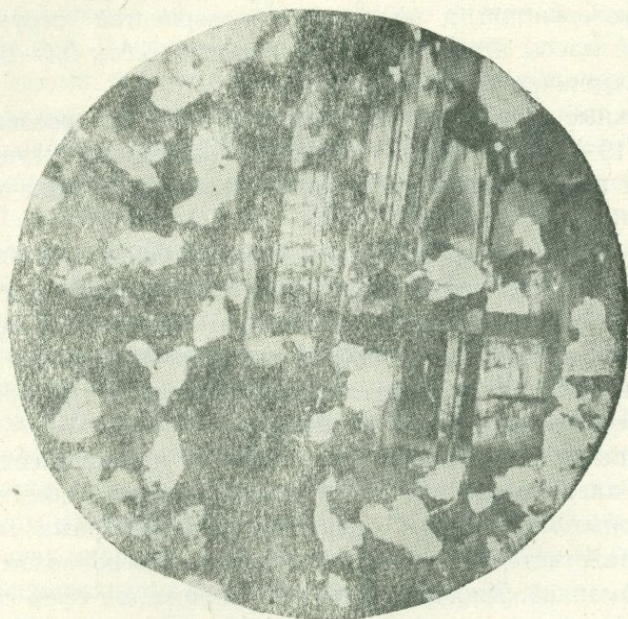
Вкрапленники представлены плагиоклазом (№ 40-44) и реже роговой обманкой, образующей иногда простые и полисинтетические двойники. Вкрапленники плагиоклаза нередко мутноваты, вследствие пылеобразных включений черного рудного минерала. По нему местами развивается чешуйчатый агрегат светло-зеленой роговой обманки.

Основная масса слагается (в порядке убывания содержания) из плагиоклаза (№ 27-30), кварца, роговой обманки и аксессуарных минералов. Главная масса аксессуарных минералов располагается в промежутках между плагиоклазом и роговой обманкой. Иногда в виде микропрожилок сфен сетчат и породу, что может указать на его постмагматический характер. Из вторичных минералов констатируется хлорит, серицит, каолин, магнетит, эпидот.

Богатые кварцем диорит-порфиры из четырех даек в южной части Кохбского массива В. Г. Грушевой назвал или кислыми кварцевыми диорит-порфиритами или гранодиорит-порфирами, предполагая, что первоначально на месте альбита был калиевый полевой шпат. К гранодиорит-порфирам он определенно отнес только одну мощную (до 10 м) розовато-серую дайку, секущую юрскую толщу порфиров к юго-западу от с. Шнох. Согласно В. Г. Грушевому, эта порода состоит из микропегматитовой основной массы и вкрапленников плагиоклаза (№ 46), замещенного частично альбитом. Цветной минерал нацело разложен.

Плагиоаплит-порфиры тяготеют к юго-западному и северо-восточному эндоконтактам Кохбского массива. Они выполняют крутопадающие трещины северо-западного

направления, образуя в них дайки мощностью от 2 до 6 м. Центральные части даек сложены микропорфировидными плагиоаптами (фиг. 43), постепенно сменяющимися к периферии тонкозернистыми разновидностями.



Фиг. 43. Микропорфировидный плагиоаплит из центральной части 4 дайки. Увелич. 26. Никולי +.

По семи подсчетам средний состав этих пород следующий: плагиоклаз—44,96%, кварц — 38,43%, калиевый полевой шпат — 12,57%, биотит — 3,25%, роговая обманка — 0,09% и акцессории—0,7%. При возрастании содержания калиевого полевого шпата породы приобретают состав гранодиорит-порфиров.

Вкрапленники составляют от 8 до 38% и представлены плагиоклазом (№ 32-41), реже кварцем. Они обычно разрезаются основной массой и потому имеют нечеткие, неправильные очертания, их размеры — 1—3, реже 5,5 мм.

Основная масса по составу отвечает мелкозернистым плагиоаптам, отличаясь большей основностью плагиоклаза (чаще всего № 22-28), постоянным присутствием биотита и иногда светло-зеленой роговой обманки. Цветные минералы

хлоритизированы, с низким двупреломлением. Измерение калиевого полевого шпата показало принадлежность его к ортоклазу.

Из акцессорных минералов присутствуют единичные зерна магнетита, мелкие призмочки циркона, апатита, рутила. Часто они приурочены к биотиту, иногда же циркон и апатит располагаются внутри полевых шпатов кварца.

Вторичные минералы — каолин, реже серицит, хлорит, эпидот и сфен. Первые два развиваются по полевым шпатам, а остальные являются псевдоморфозами по биотиту.

По 40 подсчетам составлена табл. 44, в которой приведены средние минералогические составы обоих этапов жильных пород, а также пределы колебания в них содержания породообразующих минералов и плагиоклазов.

Из табл. 44 вытекает следующее. Для жильных пород первого этапа типоморфными породообразующими минералами являются кислый плагиоклаз, кварц и калиевый полевой шпат. Из цветных минералов редко присутствует биотит и то в ничтожном количестве. В направлении от плагиоаплитов к гранит-порфирам происходит резкое уменьшение содержания плагиоклаза, но возрастание калиевого полевого шпата.

За исключением плагиоаплит-порфиров, жильные породы второго этапа отличаются от пород первого этапа повышенным содержанием роговой обманки, отсутствием калиевого полевого шпата, пониженным содержанием кварца и большей основностью плагиоклаза. Все эти признаки указывают на их гибридный характер. Для жильных образований второго этапа биотит опять-таки является редкостью.

Интересно, что плагиоаплит-порфиры (II этапа) отличаются от аналогичных пород первого этапа присутствием обоих цветных минералов, пониженным содержанием кварца и повышенной основностью плагиоклаза. Это свидетельствует о том, что эти однотипные по петрографическому составу жильные породы возникли в различных условиях, причем некоторые отмеченные специфические особенности плагиоаплит-порфиров говорят об их гибридном характере.

В направлении от микродиоритов к плагиоаплит-порфирам убывает содержание роговой обманки, акцессорных ми-

Средние минералогические составы жильных пород
содержания породообразующих минералов и № плагиоклазов

Алясрдской группы интрузивов и пределы колебания в них

Этапы	П о р о д ы		Плагиоклаз	Кварц
I	Плагиоаплиты	Среднее	42,41	46,78
		Пределы колебания	28—49,8	35—58
	Аплиты	Среднее	24,42	44,63
		Пределы колебания	21,6—24,6	43,4—46
Жильные граниты	Среднее	25,7	44,2	
	Пределы колебания	21—30,6	38—48	
Гранит-порфиры	Среднее	36	34	
	Пределы колебания	30—39	31—38	
II	Микродиориты	Среднее	59,6	—
		Пределы колебания	54—63	—
	Диорит-порфириты	Среднее	62	0,8
		Пределы колебания	49—70	0—2
Кварцдиорит-порфириты	Среднее	56,12	18	
	Пределы колебания	54—58	16—21	
Плагиоаплит-порфиры	Среднее	44,96	38,43	
	Пределы колебания	36—58,8	34—41	

Калиевый полевой шпат	Роговая обманка	Биотит	Акцессории	№ плагиоклаза	
				вкрапленников	основной массы
10,37	—	—	0,44	—	13,5
5—18,6	—	—	0,2—0,8	—	5—25
30,46	—	0,16	0,33	—	20
29—34	—	0,2	0,2	—	13—25
29,6	—	0,1	0,4	—	16
27,5—31	—	0—0,5	0,3—0,5	—	8—25
29	—	—	1	32	22
28,5—34	—	—	0,8—1,5	25—39	8—24
—	34,5	—	45,9	—	38
—	30—40	—	7,5—7	—	36—40
—	31,7	0,7	4,8	41,5	32
—	25—46	0—3	3,5—5	41—46	30—34
—	23,5	—	2,38	41,5	28,5
—	19—28	—	2—3	40—44	27—30
12,57	0,09	3,25	0,7	34	21
3—21	0—0,4	1—5,6	0,2—1,4	32—41	11—28

нералов, уменьшается основность плагиоклаза, но возрастает количество кварца.

Обращает на себя внимание то, что в жильных образова-

ниях обоих этапов главные породообразующие минералы в подавляющем большинстве случаев подвергаются широким колебаниям. Это наблюдается даже в наиболее кислых пред-

Химические составы жильных пород Алавердской группы интрузивов

Окислы и числа Заварицкого	Плагиоаплиты			Грано- аплит	Пегматит	Диорит- порфирит	Кварц, диоритпорфириты	
SiO ₂	79,18	77,2	73,20	73,20	74,3	55,98	61,02	62,29
TiO ₂	0,06	0,07	0,07	0,24	0,1	0,63	0,47	0,43
Al ₂ O ₃	11,50	11,87	15,83	15,58	13,65	17,10	18,13	16,13
Fe ₂ O ₃	2,36	2,01	1,74	1,76	1,67	3,34	2,75	2,40
Feo	—	0,52	0,80	0,95	0,88	4,21	2,84	2,72
Mno	—	0,1	0,10	0,16	0,04	0,13	0,08	0,15
Mgo	—	0,63	0,45	0,54	0,55	4,96	2,47	2,62
Сао	1,20	1,95	0,92	0,99	0,93	6,54	1,92	2,62
Na ₂ O	4,42	4,88	5,08	2,52	3,17	3,6	5,6	5,2
K ₂ O	2,10	1,98	2,42	4,32	5,04	0,58	1,69	1,87
ppn	0,14	—	—	0,20	0,14	2,0	2,07	3,58
a	11,28	12,7	13,6	11,0	13,7	9,1	14,62	14,14
c	1,95	1,1	1,2	0,10	1,1	7,1	2,3	3,2
b	1,99	4,2	6,9	9,4	4,5	16,9	13,94	10,3
s	84,78	82,0	78,3	78,5	80,7	66,6	69,19	72,1
a'	—	—	58,7	66,6	31,9	—	34,9	9,4
p'	96,77	48,5	31,2	35,2	49,4	42,9	35,43	47,0
m'	—	27,3	—	—	—	5,5	—	—
c'	3,23	24,2	10,1	8,2	18,7	51,6	29,61	43,6
n	76,34	79,0	10,1	46,5	49,5	90,6	83,33	80,8

ставителях жильных пород, лишенных всяких следов контаминации. Широкие колебания в относительном содержании породообразующих минералов характерны также для данной жильной породы из разных частей одного и того же интрузива.

В табл. 45 приведены данные о химическом составе пород жильной фазы. Первый анализ произведен в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР аналитиком А. Петросян, а остальные анализы заимствованы у Г. А. Казаряна.

Жильные породы первого этапа отличаются от пород второго этапа повышенным содержанием кремнезема, но пониженным — окислов железа, магния и кальция. Интересно, что кварцевые диорит-порфириды по общей сумме щелочей весьма близко стоят к плагиаоплитам. Оба типа пород характеризуются также отчетливо выраженным натриевым обликом. Гранооплиты и пегматиты обладают, наоборот, калиевым характером. В большинстве случаев жильные породы пресыщены глиноземом.

На основании вышеизложенного материала составлена схема формирования интрузивов Алавердской группы, представленная в табл. 46.

Д. БЛИЗПОВЕРХНОСТНЫЕ ТЕЛА КВАРЦЕВЫХ АЛЬБИТОФИРОВ

Эти породы образуют пластообразные залежи, дайкообразные и штокообразные тела, вытянутые в северо-восточном и близширотном направлениях. Наиболее крупным из них является Джилизинское, установленное нами впервые.

Кварцевые альбитофиры прорывают и изменяют все отдели юры, но главная масса их размещается в верхнеюрских отложениях.

Макроскопически они характеризуются серо-розовым и кирпично-красным цветом, сильной брекчированностью, тонкокристаллическим строением и большой крепостью. Часто они обнажаются в виде мощных клинообразных выступов, имеющих неровную и шероховатую поверхность.

Структура их чаще порфировая, реже равномернозерни-

Схема формирования интрузивов Алавердской группы

Фазы внедрения	Собственно интрузивная фаза		
	Главная интрузивная фация	Фация эндоконтактов	Фация сателлитов
I	Габбро, кварц. габбро-диориты	—	—
II	Биотитовые кварц. диориты	а) Диориты б) Кварц. диорит-порфириты в) Роговообманковые и роговообманково-биотитовые кварц. диориты	а) Биотитовые кварц. диориты и кварц. диорит-порфириты б) Роговообманковые и роговообманково-биотитовые кварц. диориты в) Диориты
III	Плаггиогранодиориты (отчасти гранодиориты)	а) Кварц. диориты б) Кварцосодержащие диориты	Плаггиогранодиориты
IV	Плаггиограниты	Плаггиогранодиориты	Плаггиограниты
V	Граниты	—	—

Сохмето-Кафанской зоны

Фаза дополнительных интрузивов	Фаза жильных пород	
	Первый этап	Второй этап
—	—	—
—	а) Пагиоаплиты б) Аплиты в) Жильные граниты г) Пегматиты д) Плаггиоклазиты	а) Микродиориты б) Диорит-порфириты
Плаггиогранодиорит-порфиры	а) Плаггиоаплиты б) Аплиты в) Гранит-порфиры г) Пегматиты	в) Кварцевые диориты г) Плаггиоаплит-порфиры
Плаггиогранит-порфиры	а) Плаггиоаплиты б) Аплиты (редко) в) Пегматиты	
—	а) Аплиты б) Жильные граниты в) Пегматиты	—

тая без вкрапленников. Структура мелкозернистой, тонкозернистой основной массы разнообразная — аллотриморфнозернистая, микропойкилитовая, микропегматитовая, трахитовая, микролитовая и сферолитовая. Наиболее характерны первые две структуры. Нередко наблюдается сочетание двух типов структур: аллотриоморфнозернистой и микропойкилитовой, аллотриоморфнозернистой и сферолитовой, микропойкилитовой и микропегматитовой и т. д.

Таблица 47

Средние минералогические составы альбитофировых пород Алавердского района и пределы колебания в них содержания породообразующих минералов и № плагиоклазов

Минералы	Кварцевые альбитофиры		Кварцсодержащие альбитофиры	
	среднее	пределы колебания	среднее	пределы колебания
Плагиоклаз	67,12	56—81	92,1	90—95
Кварц	32,13	25—43	7,26	4,5—9
Акцессории	0,75	0,1—1,5	0,73	0,5—1
№ плагиоклаза	6	3—8	9	5—12

Как видно из табл.¹ 47, главными минералами этих пород являются плагиоклаз и кварц. Из акцессориев присутствуют единичные зерна магнетита, апатита и циркона. Вторичные минералы: каолин, реже серицит, хлорит, мусковит, карбонат, эпидот. Некоторые кристаллы хлорита являются, по-видимому, псевдоморфозами по роговой обманке.

Содержание обоих главных минералов варьирует в широких пределах, причем при понижении количества кварца породы постепенно переходят в кварцсодержащие альбитофиры. Последние резко подчинены кварцевым альбитофирам. Кварцевых порфиоров, указанных в литературе некоторыми исследователями, среди описываемы период не встречаются.

Плагиоклаз относится к альбиту и весьма редко олиго-

¹ Таблица составлена на основании 20 подсчетов.

клазу. По 20 измерениям средний состав плагиоклаза отвечает № 5,5. По данным В. Г. Грушевого (1941³), вкрапленники плагиоклаза иногда соответствуют № 20-27.

Вкрапленники преимущественно представлены плагиоклазом и реже кварцем, количество которых подвергается большим колебаниям — от обилия до полного отсутствия. Плагиоклаз образует пелитизированные, серицитизированные таблитчатые и призматические кристаллы, нередко группирующиеся в небольшие кучки. Кварц представлен корродированными и трещиноватыми неправильными зернами.

Основная масса слагается из аллотриоморфных зерен альбита и кварца, которые нередко прорастаются удлиненными микролитами альбита. Иногда промежутки между альбитовыми кристаллами выполнены более мелкими зернами кварца, альбита и серицита. В альбите встречаются тонкие мирмекитоподобные вростки кварца, обладающие одинаковой оптической ориентировкой в пределах отдельных зерен. Нередко альбит образует также короткопризматические кристаллы, явно идиоморфные по отношению к кварцу.

Кварцевые альбитофиры без вкрапленников слагают небольшие выходы юго-восточнее с. Ходжорния. Они представляют мелкозернистые микропойкилитовой структуры породы, состоящие из мелких хаотично расположенных кристаллов и совершенно бесформенных зазубренных зерен кварца. Повсеместно кварц прорастается пойкилитовыми вростками призматического альбита, чем и обусловлена его крайняя бесформенность. Отмечаются ксеноморфные зерна альбита, прорастающего пойкилитами кварца. Последний в свою очередь содержит пойкилитовые микролиты альбита. Эти породы местами постепенно сменяются кварцевыми альбитофирами аллотриоморфнозернистой структурой, которые иногда содержат сферолиты и резорбированные вкрапленники альбита.

На участке г. Бугакяр встречаются кварцевые альбитофиры, состоящие из сферолитов альбита, промежутки между которыми заполнены неправильными зернами кварца, микролитами и лейстами альбита, магнетитом и вторичными минералами — серицитом, хлоритом, карбонатом и мусковитом. В этой общей массе выделяются редкие широкотаблитчатые кристаллы альбита и кислого олигоклаза. Местами вся поро-

да слагается из плотно прилегающих, более крупных сферолитов альбита и кислого олигоклаза, прорастающего удлиненными микролитами альбита. По краям сферолитов и аллотриоморфных зерен альбита наблюдаются тонкие мирмекитоподобные вставки кварца, часто распространяющиеся по всему зерну.

Узкое тело западнее с. Чочкан предыдущие геологи рассматривали как западное продолжение Чочканского интрузива. Однако микроскопическое исследование показало, что оно также сложено кварцевыми альбитофирами. Структура их отчетливо выраженная порфировая с аллотриоморфнозернистой микролитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены призматическими кристаллами альбита и реже корродированным кварцем. Преобладающая основная масса слагается либо из аллотриоморфных зерен кварца и альбита, либо из микролитов альбита, изометричных зерен кварца и вторичных минералов (эпидота и хлорита). Кварц нередко прорастается микролитами альбита, имеющими пойкилитовый характер.

В кварцевых альбитофирах магнетит представлен весьма редкими мельчайшими зернами. Циркон присутствует в виде единичных мелких призмочек, редко образует коленчатые двойники. Апатит встречается в виде мелких коротких призмочек и удлиненных иглообразных кристаллов.

Джилезинские кварцевые альбитофиры обнажаются непосредственно к югу от одноименного селения и распространяются до р. Бануш. Они имеют неправильные извилистые контуры и образуют крупное тело с некоторой вытянутостью в северо-восточном направлении. Занимаемая ими площадь — примерно 9—10 кв. км. Эти породы включают в себя два крупных (1,2—1,5 км в длину) останца вулканогенных пород, ориентированных в северо-восточном и близширогом направлении. Один из них находится юго-восточнее с. Джилеза и представлен слабо перекристаллизованными фиолетовыми порфиритами. Другой, более крупный останец располагается по гребню одного из отрогов Сомхетского хребта и представлен перекристаллизованными вулканогенными породами, превращенными местами в роговики. В последнем останце местами возникли крупные (от 0,4 до 2 см) кристаллы альбита, ко-

торые нередко имеют зазубренные контуры и содержат реликты измененной вулканогенной породы.

Джилезинские кварцевые альбитофиры светло-розовые тонкозернистые породы с вкрапленниками розового альбита, достигающими 5,5 мм. В центральной части тела, вследствие увеличения вкрапленников, они производят впечатление равнозернистых интрузивных пород.

Под микроскопом структура отчетливо выраженная порфировая с аллотриоморфнозернистой, микропойкилитовой, микрогранитовой, микролитовой и сферолитовой структурой основной массы. Чаще всего основная масса имеет смешанную гипидиоморфнозернисто - аллотриоморфнозернистую структуру.

Таблица 48

Средний минералогический состав Джилезинских кварцевых альбитофиров и пределы колебания в них содержания породообразующих минералов и № плагиоклазов

Минералы	Среднее (7 шлиф.)	Пределы колебания
Плагиоклаз	67,34	59,7—74,5
Кварц	32,14	25—40
Акцессории	0,52	0,3—0,8
№ плагиоклаза вкрапленников	7	3—14
№ плагиоклаза основной массы	4	3—5

Как видно из табл. 48, количественное соотношение главных минералов их сходно с вышеописанными кварцевыми альбитофирами. В них плагиоклаз обычно соответствует альбиту и только редко олигоклазу. С учетом количественного соотношения вкрапленников и основной массы вычислен средний состав плагиоклаза, отвечающий № 5, 4.

Во вкрапленниках присутствует плагиоклаз, реже кварц. Их средние размеры 1,5 мм. Плагиоклаз представлен побуревшими идиоморфными таблитчатыми и призматическими кристаллами, нередко окруженными вследствие коррозии тонкой оболочкой мелкозернистого агрегата. Иногда образует кучные скопления. Кварц встречается в виде довольно

сильно корродированных округлых и неправильных зерен. В одном шлифе во вкрапленниках встречен разложенный цветной минерал, принадлежащий, видимо, к роговой обманке. Он замещен хлоритом, эпидотом и грязно-бурой почти изотропной массой.

Мелкозернистая и тонкозернистая основная масса складывается из плагиоклаза, кварца, незначительного количества магнетита, апатита и циркона. Вторичные минералы: серицит, хлорит, реже карбонат и эпидот. Обычно плагиоклаз образует одновременно аллотриоморфные и мелкие короткопризматические кристаллы, реже сферолиты. Кварц представлен мелкими неправильными зернами. Сравнительно крупные зерна его прорастаются пойкилитовыми микролитами альбита. Апатит присутствует в виде мелких, коротких призмочек или тонких иглообразных кристаллов, располагающихся в альбите. Циркон образует мельчайшие бесцветные кристаллы, иногда располагающиеся внутри вкрапленников плагиоклаза.

С центра к периферии Джилизинского тела наблюдаются следующие изменения: 1) уменьшаются количество и размеры вкрапленников. В центральных частях тела вкрапленники присутствуют в обилии и иногда преобладают над основной массой, в то время как к периферии они становятся единичными; 2) из вкрапленников нередко исчезает кварц; 3) полисинтетические и сложные комбинированные двойники плагиоклаза сменяются простыми; 4) основная масса становится более тонкозернистой; 5) появляются сферолиты плагиоклаза; 6) обычно исчезают сдвойникованные кристаллы плагиоклаза основной массы; 7) возрастает содержание кварца.

Вкратце коснемся также тех кварцевых и кварцсодержащих альбитофиров, которые в дайкообразном залегании нами встречены в восточной части района в области развития кварцевых диоритов. Они располагаются в следующих местах: а) к юго-западу от с. Цахкашат; б) к северу от с. Арчис; в) к юго-западу от г. Самерк; г) к западу от с. Личкадзор и д) к юго-западу от зимовки Таварагехци. Дайки бескварцевых альбитофиров констатированы в последних двух местах.

Везде эти породы отчетливо прорывают кварцевые диориты Кохбского и Цахкашатского интрузивов. Мощность их ко-

леблется от 2 до 10 м, по простиранию прослеживаются до 200 м и более.

Кварцевые и бескварцевые альбитофиры по составу и структурным особенностям весьма сходны с аналогичными породами широкой полосы Алавердского района и, по всей вероятности, с ними являются приблизительно одновременными. Макроскопически они светло-розовые, серо-розовые и серо-желтые плотные породы с редкими вкрапленниками полевого шпата. Структура порфировая с аллотриоморфнозернистой, сферолитовой и микролитовой структурой основной массы. Главными минералами являются плагиоклаз и кварц, присутствующие в переменном количестве. Акцессорные минералы: магнетит, циркон, апатит; вторичные — каолин, хлорит, серицит, реже эпидот и карбонат. Судя по 8 подсчетам, количество плагиоклаза колеблется от 57,5 до 80%, кварца — от 18 до 40% и акцессорных минералов — от 0,3 до 2—2,5%. В кварцсодержащих альбитофирах кварц содержится от 3 до 10% (часто 3—5%). Состав плагиоклаза отвечает № 3-11, средний состав — № 6, 7.

В соответствующем разделе было отмечено, что внедрение альбитофировых пород имело место и до гранитоидов. Наиболее ранним из них являются те, которые в виде галек встречаются в конгломератах, подстилающих верхнеюрские отложения в 3 км к юго-западу от с. Ахкерпи. Под микроскопом структура их порфировая с трахитоподобной структурой основной массы. Вкрапленники составляют 6% породы и представлены таблитчатыми, реже удлиненными призматическими кристаллами альбита. Основная масса слагается из ориентированных кристаллов альбита, промежутки между которыми заполнены мельчайшими зернами кварца. Последний присутствует в незначительном количестве и потому породу можно назвать альбитофиром. В них встречаются редкие зерна черного рудного минерала и единичные иглообразные кристаллы бесцветного апатита.

Обломки пород, обнаруженные в Банушском интрузиве (в 6 км к северо-западу от Шамлуга) представлены кварцевыми альбитофирами. Под микроскопом контактовая линия обеих пород извилистая и ясно видно, что часть кварцевых альбитофиров ассимилировалась плагиогранодиоритовой маг-

мой. Кварцевые альбитофиры состоят из хаотично расположенных кристаллов альбита, в промежутках которых располагаются неправильные зерна кварца. В общей альбит-кварцевой мелкозернистой массе рассеяны весьма редкие вкрапленники альбита.

Обломки пород, выявленные среди верхнеюрских вулканогенных пород, представлены кварцсодержащими альбитофирами и реже кварцевыми альбитофирами. Они состоят из часто ориентированных, побуревших лейстообразных кристаллов и микролитов альбита и подчиненного количества мелких зерен кварца, приуроченных к промежуткам между кристаллами альбита. В этой массе погружены сильно пелитизированные вкрапленники альбита, иногда сгруппированные в отдельные кучки. Структура основной массы трахитовая, микролитовая, реже аллотриоморфнозернистая и микропойкилитовая. Из акцессорных минералов встречаются редкие зерна черного рудного минерала и иглообразные кристаллы бесцветного апатита.

Таблица 49

Средний минералогический состав ранних альбитофировых пород Алавердского района и пределы колебания в них содержания породообразующих минералов и № плагиоклазов

Минералы	Среднее (7 шлиф.)	Пределы колебания
Плагиоклаз	86,1	71—95,7
Кварц	13,24	4—28
Акцессории	0,66	0,3—1.
№ плагиоклаза	4	3—6

В табл. 49 приведены данные о количественно-минералогическом составе ранних альбитофировых пород.

Вышеизложенные данные и приведенные таблицы позволяют установить некоторые различия между ранними и поздними альбитофировыми породами.

Ранние породы отличаются от поздних: 1) пониженным количеством кварца, нередко доходящим до незначительного; 2) меньшим содержанием анортитовой части плагиоклаза; 3) большей кристалличностью основной массы; 4) отсутстви-

ем сферолитов альбита; 5) отсутствием циркона среди акцессорных минералов; 6) редкостью микропиклитовой структуры основной массы.

В табл. 50 приведены результаты химического анализа кварцевых альбитофиров. Первый анализ без номера заимствован у Н. Морозова, а второй — у А. Л. Додина. Остальные анализы произведены в химической лаборатории ИГН АН Арм. ССР аналитиками П. Петросян, С. Дехтрикян и З. Гаспарян. Образец под номером 243 взят из кварцевых альбитофиров г. Бугакяр, 239 — в верховье р. Уч-Килиса, 743 — северо-западнее с. Бардазор, 188 — по правому притоку р. Уч-Килиса, 604* — из обломков кварцевых альбитофиров в вулканогенных породах верхней юры и 399* — из галек конгломератов, подстилающих верхнеюрские отложения.

Как видно из табл. 50, все анализируемые кварцевые альбитофиры характеризуются пересыщенностью глиноземом и натриевым обликом (за исключением анализа № 604*). По химизму ранние и поздние кварцевые альбитофиры близки, только главная масса поздних пород (243, 239, 743) отличается повышенным содержанием кремнезема.

Е. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ И МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ИНТРУЗИВНЫХ И ЖИЛЬНЫХ ПОРОДАХ

Из всех генетических типов интрузивных и жильных пород Алавердской группы отбирались образцы для получения искусственных шлихов с целью изучения в них комплекса акцессорных минералов.

Сведения о составе тяжелой неэлектромагнитной фракции искусственных шлихов приведены в табл. 51 (для интрузивных пород) и 52 (для жильных образований).

В состав тяжелой фракции, помимо указанных в таблицах минералов, попадают барит, сфалерит, галенит, халькопирит и пирит. В кварцевых диоритах (II фаза внедрения) под № 373 встречено несколько зерен шеелита.

Из табл. 51 видно, что породы первой фазы характеризуются повышенным содержанием апатита, но пониженным циркона и сфена. Циркон полностью отсутствует в габбро

Химические составы альбитофировых пород Алавердского района

Окислы и числа За- варицкого	П о з д н и е						Среднее из 6 анализов	Ранние		Среднее из 2 анализов
	243	239	743	—	—	188		604*	399 ^b	
SiO ₂	76,87	77,00	76,68	68,79	72,22	73 12	74,11	73,00	69,03	71,01
TiO ₂	0,05	0,12	0,10	0,24	—	0,07	0,09	0,17	0,15	0,16
Al ₂ O ₃	13,12	14,78	13,53	16,07	13,84	13,76	14,18	14,27	16,61	15,44
Fe ₂ O ₃	2,46	1,08	0,72	2,90	0,60	2,76	1,75	1,68	4,87	3,27
Feo	0,22	0,15	0,29	0,22	1,17	0,41	0,41	—	0,67	0,33
Mno	—	—	—	—	0,06	0,04	0,01	0,07	0,03	0,05
Mgo	—	—	0,20	0,59	0,86	1,90	0,59	0,21	0,18	0,19
CaO	0,11	0,43	0,95	1,69	2,63	0,50	1,05	1,46	0,73	1,09
Na ₂ O	4,24	4,59	3,05	5,30	2,33	3,75	3,87	3,97	4,78	4,37
K ₂ O	2,82	1,04	2,56	2,62	1,80	1,05	1,98	3,74	1,72	2,73
nnn	0,53	0,88	0,98	2,17	—	1,14	0,95	0,81	1,37	1,09
H ₂ O	0,07	0,10	0,47	—	0,58	0,16	0,23	1,20	0,18	0,69
a	12,46	8,00	9,90	15,20	7,60	9,32	10,93	13,95	12,40	13,21
c	0,16	0,50	1,20	2,10	3,12	0,58	1,24	1,75	0,80	1,32
b	5,80	10,50	6,30	5,80	7,73	12,32	7,48	3,50	11,90	7,27
s	81,58	81,00	82,60	76,90	81,55	77,78	80,35	80,80	74,90	78,20
a'	61,50	90,00	81,50	35,71	57,89	54,92	62,61	30,30	59,50	56,36
i'	38,50	10,00	12,80	46,43	22,81	20,73	24,35	60,30	37,80	39,10
m'	—	—	5,70	17,86	19,30	24,35	13,04	9,40	2,70	4,54
c'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	69,20	24,60	63	75,20	66,60	83,50	75,00	62	81	71

(проба 352¹). Для последних руководящим аксессуарным минералом фактически является только апатит, который представлен бесцветными короткими кристаллами с хорошо развитой призмой.

В кварцевых габбро-диоритах (пробы 37, 397, 25) присутствует циркон и возрастает содержание сфена. Апатит образует более мелкие, чем в габбро, удлиненные бесцветные призматические кристаллы. Циркон встречается в виде мелких дипирамидальных светло-желтых кристаллов. Сфен представлен буровато-желтыми неправильными зернами.

При переходе от кварцевых габбро-диоритов к породам второй фазы резко увеличивается содержание циркона и убывает количество апатита. В них иногда появляется рутил (анатаз), чем они и отличаются от пород остальных фаз.

Для сопоставления комплекса аксессуарных минералов пород второй фазы и интрузивных галек сеноманского базального конгломерата из последних также были приготовлены три искусственных шлиха (пробы 400, 402^{*} и 400^{*}).

Как видно из приведенной таблицы, в породах второй фазы и интрузивных гальках типоморфными аксессуарными минералами являются циркон, апатит и сфен.

Для пород главной интрузивной фации второй фазы характерно резкое преобладание циркона над сфеном, которым подчинен апатит. Аналогичное соотношение типоморфных аксессуарных минералов наблюдается в интрузивных гальках.

Это все также свидетельствует о принадлежности сеноманских интрузивных галек к породам второй фазы внедрения и, следовательно, доказывает их предсеноманский возраст, о чем было сказано выше.

Изучение П. М. Бартияном тяжелой неэлектромагнитной и слабо электромагнитной фракций двадцати естественных и двух искусственных шлихов из Кохбского интрузива показывает, что главными аксессуарными минералами в тяжелой фракции являются циркон, апатит и сфен. Причем всегда циркон резко доминирует, а второе место занимает сфен. Среднее из 20 естественных шлихов циркон составляет 60%, сфен—22,05%, апатит—9,9%. Остальную часть тяжелой фракции занимают рутил, пирит, барит и редко лейкоксен. По данным того же автора, в тяжелой фракции двух искусственных

Состав тяжелой неэлектромагнитной фракции
искусственных шлихов из интрузивных пород Алавердской группы

Фазы внедрения	Породы	№ № проб	Циркон	Апатит	Сфен	Рутил (анатаз)
I	Главной интрузивной фации	352 ¹	—	95	5	—
		37	3,00	69,50	27,50	—
		397	9,50	75,50	15,00	—
		25	18,18	72,73	9,09	—
II	Главной интрузивной фации	373	79,20	5,95	9,90	4,95
		367	71,74	6,52	19,57	2,17
		224	60,70	14,30	25,00	—
		438	58,90	19,00	22,10	—
		109	65,00	13,00	22,00	—
		866	74,07	7,41	18,52	—
		898	57,80	15,20	23,30	3,70
		760	76,50	6,85	13,10	4,00
		767	60,00	18,00	18,50	3,50
		400	66,67	11,11	22,22	—
		400a	77,78	3,70	18,52	—
		402a	80,00	7,70	12,30	—
	Фации эндоконтактов	820	12,50	65,50	22,00	—
		295	10,35	34,48	51,72	3,45
		163	4,92	32,78	62,30	—
		376	18,52	70,37	9,26	1,85
		79	25,00	35,50	39,50	—
		177	20,80	60,00	19,20	—
		633	20,50	44,70	31,00	3,80
		180 ¹	19,90	59,50	20,10	1,50

III	Главной интрузивной фации	279	77,72	12,09	10,19	—
		272	79,50	15,50	5,00	—
		67	76,00	15,50	8,50	—
		460	69,80	17,20	13,00	—
		286	79,80	17,00	3,20	—
	Фации эндоконтактов	752	33,90	44,40	21,70	—
		309	41,30	28,80	29,90	—
		764	53,50	30,20	16,30	—
	Дополнительных интрузивов	158	78,90	16,30	4,80	—
		78	30,77	61,54	7,69	—
IV	Главной интрузивной фации	163	19,23	76,92	3,85	—
		656a	85,20	12,30	2,50	—
		640a	84,90	11,20	3,90	—
		667	83,1	12,80	4,10	—
		716	79,00	17,10	3,90	—
		723	75,80	17,20	7,00	—
	Фации эндоконтактов	639 ¹	61,90	26,10	12,00	—
		700	56,25	39,06	4,69	—
		639	51,02	40,82	8,26	—
	Дополнительных интрузивов	814	83,00	10,50	6,50	—
		812	79,50	13,70	6,80	—
		86	68,50	17,90	13,60	—
V	Главной интрузивной фации	37	97,92	2,08	—	—
		671	95,56	3,33	1,11	—
		636	95,90	4,10	—	—
		294	94,00	5,00	1,00	—
		306	92,90	6,70	0,40	—

шлихов содержание циркона варьирует от 63 до 83,6%, апатита — от 7,4 до 8,3%, сфена — от 9 до 20,7%. Остальную часть составляют рутил, пирит и барит.

Как видно, соотношение руководящих акцессорных минералов в естественных и искусственных шлихах остается одинаковым.

При переходе от пород главной интрузивной фации второй фазы к породам фации эндоконтактов происходит резкое уменьшение содержания циркона и возрастание апатита, часто сфена.

Количественные соотношения акцессорных минералов в фации эндоконтактов становится пестрым. Для наиболее гибридизированных пород (пробы 295, 163) характерно преобладание сфена над апатитом, которым подчинен циркон.

По морфологическим особенностям различаются три разновидности циркона: а) циркон-I образует сравнительно крупные удлиненные кристаллы с хорошо развитой призмой и дипирамидой, иногда усеченной пинакоидом; б) циркон-II представлен мелкими дипирамидальными кристаллами с укороченной призмой, иногда исчезающей; в) циркон-III выражен наиболее мелкими, почти изометричными зернами, характеризующимися обилием форм.

Цирконы светло-розовые, бледно-желтые и бесцветные. Окрашенные разновидности иногда подвергнуты метамиктному распаду.

Апатит представлен короткопризматическими бесцветными кристаллами с дипирамидой, иногда усеченной пинакоидом. Часто встречаются и удлиненные игольчатые кристаллы. Судя по наблюдениям в шлифах, последняя разновидность относится к ранней генерации и располагается в полевых шпатах и кварце. В наиболее загрязненных породах отмечается мутноватый апатит.

Выделяются две разновидности сфена: а) сфен-I образует изометричные и неправильные бурые зерна; б) сфен-II представлен клинообразными желтыми кристаллами. Последняя разновидность встречается редко, а в интенсивно гибридизированных породах отсутствует. Это — ранняя генерация сфена, которая ассоциирует с цветными минералами.

Рутил (или анатаз) присутствует в виде красноватых и коричневых мелких дипирамидальных кристаллов.

Для пород главной интрузивной фации третьей фазы и дополнительных интрузивов (проба 158) характерно высокое содержание циркона и некоторое преобладание апатита над сфеном. Однако это соотношение аксессуарных минералов нарушается в породах фации эндоконтактов и в гибридизированных участках дополнительных интрузивов (пробы №№ 78, 163). В последних преобладающая роль принадлежит апатиту, а второе место занимает циркон.

Породам фации эндоконтактов присущи различные соотношения аксессуарных минералов. По сравнению с породами главной интрузивной фации они содержат больше апатита и сфена.

Циркон относится к двум разновидностям, одна из которых представлена медо-желтыми дипирамидальными кристаллами, иногда с укороченной призмой, а другая образует бесцветные, несколько удлиненные кристаллы с хорошо развитой призмой и дипирамидой. Первая разновидность чаще всего наблюдается в гибридизированных породах.

Апатит образует мелкие короткопризматические бесцветные кристаллы в породах главной интрузивной фации и вытянутые игольчатые зерна — в фации эндоконтактов и гибридизированных частях дополнительных интрузивов.

Сфен выражен желтыми изометричными и неправильными зернами, которые становятся крупными и буровато-желтыми в породах фации эндоконтактов.

При переходе от третьей фазы к четвертой имеет место увеличение содержания циркона и в большинстве случаев уменьшение апатита и сфена.

В породах главной интрузивной фации циркон преобладает над апатитом, которым подчинен сфен. Это соотношение остается неизменным в фации эндоконтактов и дополнительных интрузивах.

Циркон отличается от всех вышеописанных более мелкими размерами и окрасками. Он принадлежит к трем разновидностям: а) циркон-I представлен мелкими светло-бурными дипирамидами; б) циркон-II образует красноватые такой же величины кристаллы дипирамидальной формы со слабо развитой призмой; в) циркон-III выражен желтоватыми изомет-

ричными дипирамидальными кристаллами более мелких размеров.

Апатит присутствует в виде короткопризматических и удлиненных игольчатых кристаллов с отчетливо развитой призмой, увенчанной пинакоидом.

Сфен чаще всего встречается желтыми изометричными, реже светло-желтыми клинообразными зернами.

Для гранитов (пятая фаза) тиюморфным аксессуарным минералом является циркон; содержание апатита в них незначительное; сфен иногда отсутствует.

Выделяются две разновидности циркона, одна из которых образует мелкие светло-желтые дипирамиды, а другая представлена более мелкими бесцветными дипирамидальными кристаллами, иногда со слабо развитой призмой.

Таблица 52

Состав тяжелой неэлектромагнитной фракции (в %) искусственных шлихов из жильных пород Алавердской группы интрузивов

Этапы	Породы	№№ проб	Циркон	Апатит	Сфен	Рутил (анатаз)
I	Плаггиоаплиты	55	92,30	5,40	2,30	—
		40	73,44	23,44	3,12	—
	Аплиты	871б	99,10	0,90	—	—
		806а	92,30	5,76	1,92	—
Жильные граниты	464в	98,80	1,20	—	—	
	386	96,90	2,60	0,50	—	
II	Микродиориты	565	5,70	41,40	52,90	—
		840	3,90	46,20	49,90	—
	Диорит-порфириты	501а	15,30	38,70	44,80	1,8
		121	12,12	30,30	57,58	—
	Кварцевые диорит-порфириты	508а	20,10	44,30	32,10	3,5
		556	14,30	54,50	31,20	—
	Плаггиоаплит-порфиры	871а	75,90	17,90	5,70	0,5
		409	62,50	31,25	6,25	—

Как показывает табл. 52, жильные породы обоих этапов наследуют комплекс акцессорных минералов интрузивных пород.

В жильных образованиях первого этапа циркон резко преобладает над апатитом и сфеном. Последний нетипоморфный и иногда отсутствует.

В жильных породах второго этапа появляется рутил, количество циркона резко падает, но возрастает содержание апатита и сфена. Для наиболее основных представителей характерно преобладание сфена над апатитом.

Обратное соотношение наблюдается у сравнительно кислых равновидностей того же второго этапа.

При переходе от плагиоаплитов к аплитам и жильным гранитам первого этапа намечается тенденция к возрастанию количества циркона, но уменьшение апатита и сфена.

Тенденция к нарастанию содержания циркона обнаруживается и в направлении от микродиоритов к плагиоаплит-порфирам второго этапа, но в отношении сфена и апатита определенной закономерности не усматривается.

Вообще для жильных образований второго этапа, наподобие пород фации эндоконтактов, типичны различные количественные соотношения руководящих акцессорных минералов, что лишнее раз доказывает их гибридное происхождение.

Обращает на себя внимание весьма близкое количественное соотношение акцессорных минералов, аплитов, жильных гранитов первого этапа и розовых гранитов (пятая фаза).

Приведенные в таблицах 51 и 52 данные и вышеизложенное позволяют сделать следующие выводы:

а. Для главной массы гранитоидов комплексе руководящих акцессорных минералов представлен цирконом, апатитом и сфеном, типоморфные признаки и количественные соотношения которых изменяются в породах различных фаз.

б. Основным типоморфным акцессорным минералом гранитов является циркон, который выпадает из комплекса акцессорных минералов в наиболее концентрированных породах — габброидах. Породы второй фазы отличаются присутствием рутила (анатаза).

Распределение микроэлементов в акцессорных минералах

Элементы	Ц и р к о н								
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Кремний	>1	>1	>1	>1	>1	>1	>1	>1	>1
Алюминий	0,1	0,1	0,1	>0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Магний	0,1	0,01	0,01	0,01	0,001	0,01	0,001	0,001	0,01
Кальций	>1	>1	>1	>1	1	1	1	1	>1
Натрий	—	—	0,01	—	0,01	0,01	—	—	—
Барий	0,01	0,01	0,01	0,001	—	—	—	—	0,001
Стронций	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Фосфор	—	0,1	—	0,1	—	—	—	—	—
Железо	0,01	0,01	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,01
Титан	0,01	0,01	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,01
Ванадий	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Марганец	0,001	0,001	—	—	—	—	—	—	0,001
Серебро	—	—	0,001	—	0,001	—	—	—	—
Молибден	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Свинец	—	0,01	0,01	—	0,01	—	—	—	—
Цинк	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Цирконий	>1	>1	>1	>1	>1	>1	>1	>1	>1
Гафний	0,01	0,01	0,01	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,01
Церий	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Лантан	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Иттрий	—	—	—	0,01	0,01	0,1	0,01	0,01	—
Иттербий	—	—	—	0,01	0,01	0,1	0,01	0,01	—
Ниобий	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Скандий	0,001	0,001	0,001	0,001	—	0,001	—	—	—
Сурьма	—	—	0,001	—	0,01	—	—	—	—

I — кварцевые габбро-диориты; II — кварцевые диориты;
 VI—плагиоанлиты; VII — аплиты; VIII — жильные граниты;

в. Жильные образования обоих этапов наследуют ассоциацию руководящих акцессорных минералов гранитоидов.

г. В направлении от ранних фаз к поздним и от пород главной интрузивной фации к жильным образованиям первого этапа намечается тенденция к возрастанию содержания

интрузивных и жильных пород Алавердской группы

Х	А п а т и т				С ф е н				Р у т и л		
	I	II	III	IV	I	II	III	IV	II		
>0	>1	>1	>1	>1	>1	>1	>1	>1	>1	>1	>1
0,1	0,1	0,01	0,01	0,01	0,1	0,1	>0,01	>0,01	>0,1	0,1	0,1
0,01	0,1	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,1	0,01	0,01
>1	>1	>1	>1	>1	>1	>1	>1	>1	0,1	0,01	0,01
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,01	—	0,01	—	—	—	—	—	—	0,01	—	—
—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	>1	>1	>1	>1	—	—	—	—	—	—	—
0,01	0,01	0,001	0,001	0,001	0,01	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,01
0,01	0,01	0,001	0,001	0,001	>1	>1	>1	>1	>1	>1	>1
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	0,01
0,01	0,01	0,001	0,001	0,001	0,01	0,01	—	—	0,001	—	—
—	—	—	—	0,001	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,1	—	—
>1	0,01	0,01	0,1	0,1	0,001	0,001	0,001	0,01	0,001	0,001	0,01
0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	0,01	0,01	0,1	0,1	—	—	—	0,01	0,01	—	—
—	0,01	0,01	0,01	0,1	—	—	—	0,01	0,01	—	0,1
—	0,001	0,001	0,01	0,01	—	—	—	0,001	0,001	—	—
—	—	0,001	0,01	0,01	—	—	—	0,001	0,001	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—
0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	<0,01	0,01
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

III — плагиогранодиориты; IV — плагиограниты; V — граниты;
 IX — диорит-порфириды; X — кварцевые диорит-порфириды.

циркона и в большинстве случаев уменьшению апатита и сфена.

д. При переходе от пород главной интрузивной фации к породам фации эндоконтактов, а также от жильных образований первого этапа ко второму происходит, наоборот, резкое

убывание количества циркона и нарастание сфена и апатита.

е. В породах главной интрузивной фации, дополнительных интрузивов и жильной фазы первого этапа циркон является доминирующим аксессуаром, после которого второе место обычно занимает апатит.

ж. В породах фации эндоконтактов и жильной фазы второго этапа количественные соотношения аксессуарных минера-

лов изменчивы, причем устанавливаются всевозможные комбинации.

з. Содержание аксессуаров подвергается широким колебаниям даже внутри отдельных типов пород одной и той же фазы, что является следствием их крайне неравномерного распределения в самых коротких пространственных интервалах.

Таблица 54

Распределение микроэлементов в интрузивных породах

Фазы внес- ресия	Породы	Ti	V	Ni	Co	Cr	Cu	Zn
I	Главной интрузивной фации	100 ¹	100	100	80	80	80	8
II	Главной интрузивной фации Фации эндоконтактов	100	100	30	30	10	100	15
		100	100	50	50	40	100	25
III	Главной интрузивной фации Фации эндоконтактов Дополнительных интрузивов	100	100	20	4	4	100	8
		100	100	50	14	8	100	10
		100	100	18	—	2	100	4
IV	Главной интрузивной фации Фации эндоконтактов Дополнительных интрузивов	100	100	8	—	—	100	14
		100	100	10	4	2	100	14
		100	100	6	—	—	100	4
V	Главной интрузивной фации	100	100	—	—	—	100	20
	Кварцевые альбитофиры	100	95	8	—	—	100	18

¹ Цифры показывают проценты проб, в которых обна-

Алавердской группы

pb	Mo	Ba	Sr	Sc	Be	Zr	Ga	γb	γ	Sn	Ag
—	—	30	30	2	4	100	100	2	—	—	—
15	24	85	15	5	90	100	100	30	20	6	2
25	4	90	5	5	10	100	100	5	—	—	—
8	4	100	8	—	96	100	100	60	50	—	—
10	—	100	—	—	60	100	100	20	15	—	—
4	—	100	8	—	98	100	100	64	52	4	—
10	8	40	—	4	100	100	100	98	94	8	—
10	—	50	—	—	80	100	100	85	80	—	—
16	4	100	8	4	100	100	100	100	96	8	—
60	14	30	—	—	96	100	100	20	20	50	4
8	8	96	10	—	88	100	100	88	80	8	—

ружен данный элемент.

Распределение микроэлементов в жильных породах

Этапы	Породы	Ti	V	Ni	Co	Cr	Cu	Zn	Pb
I	Плагиоаплиты	100	100	4	4	4	100	20	24
	Аплиты	100	98	—	—	—	100	40	40
	Жильные граниты	100	100	—	—	—	100	34	40
	Пегматиты	100	98	—	—	—	100	14	20
II	Микродиориты	100	100	88	80	80	100	60	14
	Диорит-порфи- риты	100	100	90	80	78	100	88	80
	Кварцевые диорит- порфиры	100	100	80	68	56	100	60	40
	Плагиоаплит- порфиры	100	100	4	4	6	100	40	80

¹ Цифры показывают проценты проб, в которых обнаружен

В табл. 53 показан характер распределения микроэлементов в акцессорных минералах главнейших петрографических типов интрузивных и жильных пород Алавердской группы.

Из рассмотрения табл. 53 вытекает следующее:

а. Для всех акцессорных минералов постоянными микроэлементами являются: из группы петрогенных элементов кремний, алюминий, магний, кальций; из группы элементов железа — титан, железо и из редких элементов — цирконий.

б. Содержание некоторых из указанных микроэлементов изменяется как в различных акцессорных минералах, так и в одноименных акцессориях разных пород. Так, намечается тенденция к возрастанию содержания магния, железа и титана в акцессорных минералах пород ранних фаз и жильных образований второго этапа. Количество алюминия в цирконах обычно больше, чем в остальных акцессориях. В последних, наоборот, больше магния в сравнении с цирконами. Содержание циркония в сфенах и рутилах меньше, чем в апатитах.

Алавердской группы интрузивов

Mo	Ba	Sr	Sc	Be	Zr	Ga	γb	γ	Sn	La	Ce
30	10	—	—	90	100	100	30	26	—	—	—
20	6	—	—	90	100	100	10	8	50	4	4
20	10	—	—	94	100	100	12	10	50	—	—
20	—	—	—	90	100	100	6	—	8	—	—
—	18	—	—	40	80	100	4	2	—	—	—
10	44	—	—	50	84	100	6	6	4	—	—
14	20	6	4	64	100	100	36	20	4	—	—
12	10	—	—	90	100	100	4	2	4	—	—

данный элемент.

в. Некоторые микроэлементы обнаруживают связь с определенными акцессорными минералами. Например, гафний характерен для цирконов; ванадий — для рутилов; скандий — для цирконов и рутилов; церий и лантан — для апатитов и сфенов пород поздних фаз.

г. Наблюдается тенденция к нарастанию содержания гафния в цирконах при переходе от ранних пород к поздним и жильным образованиям первого этапа.

д. По степени загрязненности первое место занимают цирконы, содержащие 18 микроэлементов.

е. К непостоянным микроэлементам относятся молибден, серебро, свинец, цинк, сурьма, натрий, стронций и ниобий.

Для выяснения поведения микроэлементов в интрузивных и жильных породах Алавердской группы было произведено 450 спектральных полуколичественных анализов, на основании которых составлены таблицы 54 и 55.

Рассмотрение приведенных таблиц и имеющихся спект-

ральных анализов выявляет следующие особенности поведения микроэлементов.

а. Такие микроэлементы, как титан, ванадий, медь, цирконий и галлий постоянно присутствуют во всех интрузивных и жильных породах. Они установлены почти во всех анализированных пробах данной породы. Только, частота встречаемости меди незначительно падает в габброндах, а циркония — в микродиоритах и диорит-порфиритах второго этапа жильной фазы.

б. Указанные ведущие микроэлементы обнаруживают различные содержания в породах различных фаз и фаций. Так, в направлении от ранних интрузивных пород к поздним в общих чертах происходит возрастание содержания циркония и галлия, но уменьшение титана и часто ванадия. При переходе от пород главной интрузивной фации к породам фации эндоконтактов, а также от ранних жильных образований к более молодым заметно увеличивается количество титана и ванадия. В породах главных интрузивных фаций и жильных образованиях первого этапа ванадий и титан содержатся в кларковых и ниже кларковых количествах, но в породах первой фазы и фации эндоконтактов присутствуют выше кларковых. Намечается тенденция к нарастанию содержания меди в краевых частях гранитоидных интрузивов, где иногда превышает кларковые содержания в 100 раз. Такую же тенденцию редко обнаруживает галлий.

в. Неравномерное содержание как ведущих, так и всех остальных микроэлементов часто наблюдается также в породах главной интрузивной фации и в жильных породах одного и того же петрографического состава из различных участков данного интрузива.

г. Характерными микроэлементами являются также бериллий и барий. Частота встречаемости бериллия возрастает в интрузивных и жильных породах с повышенной кислотностью. Он присутствует выше кларковых содержаний примерно в 10 раз. Частота встречаемости бария падает в габброндах, гранитах и жильных образованиях (особенно первого этапа). Он обнаруживает тенденцию к накоплению в краевых частях интрузивов.

д. Никель, кобальт и хром типичны для пород ранних

фаз и жильных образований второго этапа с повышенной основностью. Частота встречаемости никеля обычно больше, чем кобальта и хрома. При переходе от пород главной интрузивной фации к фации эндоконтактов возрастают их частота встречаемости и содержание. В эндоконтактовых зонах интрузивов эти элементы нередко присутствуют выше кларка в 10—20 раз и больше, что находится в причинной зависимости от широкого проявления процессов ассимиляции и гибридизма. Содержание никеля обычно больше, чем кобальта и хрома.

е. Намечается тенденция к повышению частоты встречаемости иттербия и иттрия в направлении от ранних к поздним фазам. Однако в гранитах они присутствуют редко. Частота встречаемости их низка и в жильных породах обоих этапов. Содержание иттербия обычно выше кларковых, а иттрия — ниже.

ж. Частота встречаемости цинка и свинца возрастает в периферических частях интрузивов и в жильных образованиях второго этапа.

з. Такие элементы, как серебро, скандий, олово, молибден, стронций, церий и лантан являются редкими. Олово тяготеет к гранитам, аплитам и жильным гранитам первого этапа, а молибден — к породам второй фазы и плаггиоаплитам. Хотя частота встречаемости скандия низка, но содержание его нередко повышенное по сравнению с кларковыми в 10 раз.

и. Жильные образования обоих этапов наследуют комплекс главных микроэлементов гранитоидов. По частоте встречаемости и содержаниям микроэлементов жильные породы первого этапа сходны с породами главной интрузивной фации поздних фаз, а жильные образования второго этапа — с интрузивными породами ранних фаз и породами фации эндоконтактов. Только жилы второго этапа значительно обогащены свинцом и цинком. Особенно необходимо подчеркнуть весьма большое сходство пород пятой фазы с жильными гранитами и аплитами.

к. По комплексу микроэлементов и частоте их встречаемости и содержаниям кварцевые альбитофиры обнаруживают большое сходство с породами главной интрузивной фации четвертой фазы и их дополнительными интрузивами, что может

указать на генетическое единство кварцевых альбитофиров и гранитоидов.

л. Постмагматически измененные интрузивные породы характеризуются наличием ведущих микроэлементов, а также бария, стронция, бериллия, интэрбия и иттрия. В альбититах обнаружены также скандий (0,01%), лантан (0,01%) и церий (0,1%).

Ж. КСЕНОЛИТЫ

В интрузивах отмечается большое количество в различной степени переработанных ксенолитов, варьирующих по размерам от 1 см до нескольких метров. Обычно преобладают ксенолиты с размерами от 3 до 6 см. Они образуют неправильные угловатые (слабо переработанные разности), шарообразные (наиболее интенсивно переработанные разности), эллипсоидообразные и грушеподобные тела с острым концом вниз. В их распространении не наблюдается какой-либо закономерности, о чем отметил также В. Г. Грушевой (1941¹). Однако в некоторых интрузивах встречаются крупные останцы вулканогенных пород, ориентированные в северо-восточном направлении.

Ксенолиты образовались за счет обломков вмещающих вулканогенных пород, о чем свидетельствует сходный состав их с контактово-измененными боковыми породами.

Ксенолиты возникли до жильных пород первого этапа. Это доказывается тем, что они вместе с вмещающими интрузивными породами пересекаются плагиоанлитовыми, граноаллитовыми и кварцевыми жилами.

Степень измененности ксенолитов в интрузивах различного состава неодинакова. Наиболее интенсивно переработанные ксенолиты наблюдаются в кварцевых диоритах, затем в плагиогранодиоритах. В них часто отмечаются сгустки и мелкие темные участки с зубчатыми контурами разъедания. Кроме того, цветные минералы иногда скучены в мелкие пятнышки, смешанные с незначительным количеством светлых минералов. Все они, несомненно, представляют разрозненные реликты посторонних тел. В поздних инъекциях магмы ксенолиты встречаются редко и перекристаллизованы очень слабо.

Ксенолиты подвержены воздействию различных процессов, в зависимости от их пространственного расположения внутри интрузивов. Так, в глубоких частях интрузивов они интенсивно перекристаллизованы и обогащены роговой обманкой, а в верхних горизонтах слабо перекристаллизованы, но сильно альбитизированы и окварцованы. Как ниже увидим, в гипсометрически наиболее высоких местах Кохбского массива, по водораздельной линии хребта Козман останцы эффузивов превращены под воздействием метасоматических процессов в слабо перекристаллизованные кварц-альбитовые породы. Богатые кремнеземом и натрием растворы и эманации устремились к верхним частям массива, вызывая кварцизацию и нагривый метасоматоз останцев.

При прочих равных условиях структура и состав ксенолитов зависит от степени переработанности. Слабо измененные разности обладают роговиковой структурой и имеют диоритовый состав. Вследствие интенсивной переработанности, они приобретают облик полнокристаллических гипидиоморфнозернистой структуры интрузивных пород кварц-диоритового состава.

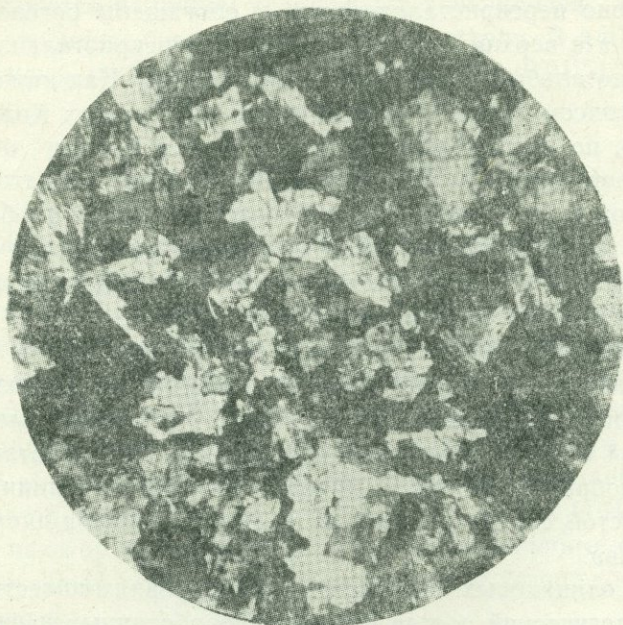
На одинаковых гипсометрических уровнях качественный минералогический состав сильно переработанных ксенолитов находится в причинной зависимости от состава вмещающих интрузивных пород.

Обычно ксенолиты имеют более основной состав, чем вмещающие породы. От последних они отличаются большим содержанием роговой обманки, но меньшим — биотита и кварца. Повышенное содержание роговой обманки объясняется тем, что она образовалась как за счет компонентов исходных пород, так и магмы.

Ксенолиты по составу разделяются на диориты, кварцсодержащие диориты и кварцевые диориты. По характеру цветных минералов различаются роговообманковая и роговообманково-биотитовая разновидности. Чистой биотитовой разновидности не встречается. Роговообманково-биотитовая разновидность всегда имеет кварц-диоритовый состав.

Ксенолиты диоритового состава характеризуются роговиковой структурой и состоят из плагиоклаза (№ 43—48), роговой обманки, магнетита и апатита. Главные минералы при-

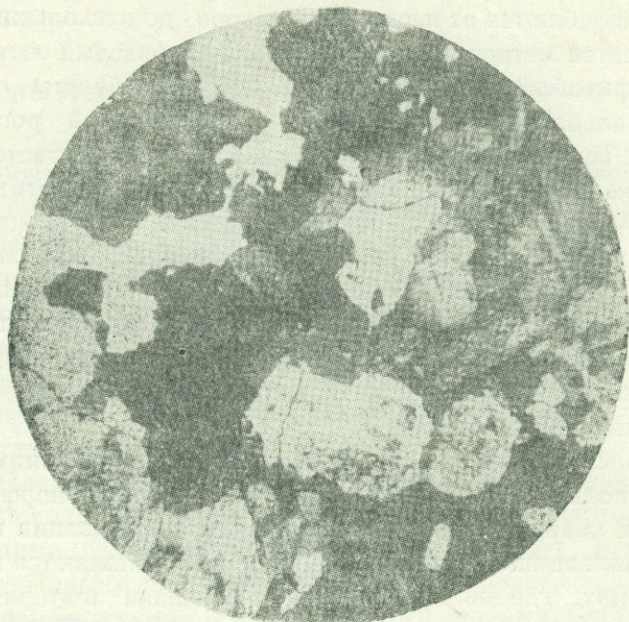
существуют в различном количественном соотношении. Плаггиоклаз обычно образует простые двойники; спайность у роговой обманки размазана, а плеохроизм не особенно резкий.



Фиг. 44. Ксенолит кварц-диоритового состава в Кохбском массиве. Увелич 24. Николи +.

Ксенолиты кварц-диоритового состава (фиг. 44) обладают роговиковой и иногда гипидиоморфнозернистой структурой. Они состоят из плаггиоклаза, роговой обманки, биотита, кварца. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, реже сфен, циркон; вторичные — серицит, хлорит, эпидот. Содержание всех минералов варьирует в широких пределах: плаггиоклаза от 18 до 77,5%, кварца от 2 до 21%, роговой обманки от 18 до 46%, биотита от 0 до 8% и акцессорных от 2,5 до 7%. Количество кварца подвергается большим колебаниям и в пределах одного и того же шлифа. Состав плаггиоклаза колеблется от № 36 до № 44. Между содержанием цветных минералов и кварца никакой зависимости не усматривается. В общей полнокристаллической массе иногда выделяются крупные слабо зонарные порфиробласты плаггиоклаза (№ 45—50), реже роговой обманки и кварца. Последние два минерала со-

держат пойкилитовые включения разных минералов. Часто наблюдается микропойкилитовое прораствание одних минералов другими. Местами порода замещена крупными зернами кварца, включающими реликты ксенолита.



Фиг. 45. Интенсивно переработанный ксенолит, приобретший облик интрузивных пород. Увелич. 24. Николи +.

Наиболее интенсивно переработанные ксенолиты наблюдаются в глубоко эродированных частях Кохбского массива, где среди выветренных интрузивных пород выступают в виде шаров с размерами от 5 до 15 см. Они приобрели облик интрузивных пород (фиг. 45) и по составу близко стоят к вмещающим кварцевым диоритам. От вышеописанных ксенолитов они отличаются большей кристаллизацией (см. фиг. 44 и 45), повышенным содержанием кварца, но пониженным содержанием роговой обманки и магнетита. В них плагиоклаз колеблется от 35,5 до 76,2%, кварц — от 7 до 24%, роговая обманка — от 14 до 30%, биотит — от 0,3 до 6% и акцессорные минералы — от 2,5 до 4,5%. Плагиоклаз чаще принадлежит к № 37—41. Цветные минералы ксенолитов и вмещающих интрузивных пород обнаруживают очень близкие оптические свойства.

По водораздельной линии хребта Козман и на его юго-восточных склонах среди автометаморфизованных кварцевых диоритов Кохбского массива обнажаются ксенолиты серо-желтых пород, вытянутые в северо-восточном направлении. Их размеры колеблются от нескольких метров до нескольких десятков и сотен метров. Они имеют кварц-альбитовый состав и микропорфиробластовую структуру. Порфиробласты представлены альбитом, реже кварцем и разложенной роговой обманкой. Тонкокристаллическая основная масса складывается из альбита, кварца, хлорита, эпидота, серицита, магнетита и апатита. Альбит бурый в силу интенсивной пелитизации. В этих породах встречаются реликты измененных эффузивов, сходных с порфиритами. Весьма вероятно, что эти ксенолиты возникли за счет порфиритов верхней юры, благодаря интенсивному окварцеванию и натриевому метасоматозу. Метасоматическим процессам способствовала приуроченность их к апикальным частям массива.

Крупный останец вулканогенных пород внутри Чанахчинского дополнительного интрузива плагиогранит-порфиоров подвержен кварцитизации, серицитизации, пиритизации и перекристаллизации. Породы останца хорошо обнажаются в его двух концах, где они превращены в роговики и вторичные кварциты с повышенным содержанием пирита. Последний обычно присутствует в виде мельчайших зерен и местами составляет до 18—20% породы.

Довольно крупные останцы вулканогенных пород в Джилзинском теле кварцевых альбитофиоров слабо перекристаллизованы. В примыкающих к кварцевым альбитофирам участках местами наблюдается образование порфиробластов альбита, достигающих 2 см в длину.

3. КОНТАКТОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Масштабы проявления контактовых изменений интрузивных пород разного петрографического состава неодинаковы. Наиболее широкие контактовые ореолы возникли в связи с кварцевыми диоритами. Контактные изменения поздних инъекций магмы выражены слабо. Эти явления особенно слабо проявлены в связи с гранитами. Контактующие с ними юр-

ские вулканогенные породы основного состава полностью сохраняют свои структурные особенности и только их основная масса отчасти перекристаллизована с образованием единичных зерен роговой обманки и биотита.

1. Контактные изменения, связанные с основными породами

Вокруг габброидов и кварцевых габбро-диоритов возникли небольшие зоны контактово-метаморфических пород, представленных плагиоклаз-пироксеновыми роговиками и эпидотитами. Последние состоят из эпидота с небольшой примесью карбоната и светло-зеленого хлорита. Эпидот образует скупленные агрегаты плотно прилегающих мелких зерен, окрашенных в густо-желтый цвет с резким плеохроизмом. В пределах отдельных кучек эпидот иногда встречается в виде радиально-лучистых агрегатов.

Плагиоклаз-пироксеновые роговики мелкозернистые темные породы. Структура их роговиковая. Они состоят из плагиоклаза (63%), авгита (10%), хлорита (20%) и магнетита (7%). Плагиоклаз представлен плотно прилегающими короткопризматическими и изометричными зернами. Состав его отвечает № 53. Авгит образует мелкие бесцветные зерна, ассоциирующие с магнетитом. Хлорит зеленый, без заметного плеохроизма, часто развивается по авгиту. Магнетит в виде мелких изометричных зерен равномерно рассеян в породе

2. Контактные изменения, связанные с кварцевыми диоритами

Во вмещающих интрузивы кварцевых диоритов юрских эффузивах образовались различные по составу контактово-измененные породы. Наиболее мощная зона этих пород наблюдается вокруг Кохбского массива, ширина которой местами достигает до 4 и более км. Здесь же констатируется наибольшая вариация петрографического состава измененных пород.

В экзоконтактных зонах интрузивов в грубом приближении намечаются следующие закономерности:

а) в горизонтальном направлении при удалении от интрузивов степень перекристаллизации пород постепенно уменьшается, причем при прочих равных условиях на приконтактных участках наблюдается сильная перекристаллизация, но сравнительно слабая амфиболизация; несколько далее от контактов — слабая перекристаллизация, но сильная амфиболизация и в значительном удалении от интрузивов перекристаллизация и амфиболизация идут на задний план, а затем исчезают, сменяясь хлоритизацией и эпидотизацией;

б) в экзоконтактных зонах в вертикальном направлении снизу вверх степень перекристаллизации пород также убывает (но в меньшей мере, чем в горизонтальном направлении), но заметно увеличивается интенсивность амфиболизации; несколько далее от контактов амфиболизация доходит до максимума, а кварцитизация и воздействие гидротермальных растворов местами увеличиваются; в значительном удалении от интрузивов наблюдаются хлоритизация и эпидотизация со слабым проявлением альбитизации, серицитизации, кварцитизации и карбонатизации и отчасти амфиболизации.

Эти закономерности наиболее хорошо проявляются в контактовой оболочке Кехбского массива.

Контактово измененные породы представлены роговообманково-плагиоклазовыми, роговообманково-плагиоклазово-кварцевыми, плагиоклазово-кварцевыми, плагиоклаз-пироксеновыми роговиками, интенсивно амфиболизированными породами, рассланцованными породами типа амфиболитов и вторичными кварцитами. Наибольшим распространением пользуются интенсивно амфиболизированные породы и роговообманково-плагиоклазовые роговики, развитые в экзоконтактных зонах всех интрузивов кварцевых диоритов.

В наиболее отдаленных от контактов участках располагаются в той или иной мере измененные эффузивы, сохраняющие свой первоначальный облик.

а. Роговообманково - плагиоклазовые роговики развиты у контактов интрузивов в глубоко эродированных частях. Они темные и серовато-темные породы.

Структура их порфиробластовая с мелкозернистой роговиковой структурой основной массы. Редко встречаются равномернoзернистые разновидности, лишённые порфиробластов.

Роговики состоят из плагиоклаза (44,5—56%), роговой обманки (36—47%) и аксессуарных минералов (4—8,5%). Последние представлены резко преобладающим магнетитом, бесцветным апатитом и редкими кристаллами циркона и буроватого сфена. Иногда присутствуют кварц и биотит (до 1%). Плагиоклаз отвечает № 40—46. Порфиробласты представлены плагиоклазом и реже роговой обманкой. Последняя окрашена в темнозелёный цвет с резким плеохроизмом; $CNg = 18-22^\circ$, $Ng-Np = 0,023$, $2v = -78-83^\circ$. Местами порфиробласты плагиоклаза замещаются роговой обманкой.

По мере удаления от интрузивов целые участки породы иногда замещены мелким кварцевым агрегатом, содержащим разъединённые реликты плагиоклаза. Кварцитизация сопровождается хлоритизацией. Кварц образует также крупные зерна с неотчётливыми контурами, включая в себя реликты серицитизированного плагиоклаза и хлоритизированного амфибола. Кварцитизация, хлоритизация и частичная серицитизация описываемых роговиков вызваны последующими контактово метасоматическими процессами.

б. Роговообманково - плагиоклазово-кварцевые роговики возникли, вероятно, кварцитизацией роговообманково-плагиоклазовых роговиков. Они темно-серые породы. Структура их порфиробластовая с роговиковой и микропойкилитовой структурой основной массы. Нередко порфиробласты отсутствуют. Минералогический состав представлен плагиоклазом (45—65,5%), роговой обманкой (4—20%), кварцем (22—28%) и аксессуарными минералами (1—3,5%). Весьма редко встречается бурo-зеленоватый биотит, образующий мелкие чешуйки. Аксессуарные минералы — магнетит, сфен, апатит, иногда циркон. В роговообманково-плагиоклазово-кварцевой мелкозернистой основной массе выделяются редкие порфиробласты роговой обманки. Она может быть охарактеризована следующими константами: $CNg = 14-26^\circ$, $Ng-Np = 0,023$, реже 0,031, $2v = -80^\circ$. Плагиоклаз нередко альбитизирован. Состав его колеблется от № 6 до № 29. Иногда кварц прорастается мельчайшими по-

килитовыми вростками альбита. В сильно альбитизированных роговиках роговая обманка становится светло-окрашенной и образует мелкие зерна.

К северу от г. Каракетук в контактовой оболочке Кохбского массива констатируются роговобманково-плаггиоклазово-кварцевые роговики, возникшие путем амфиболитизации кварцевых плаггиопорфиров. Эти роговики сменяются по мере удаления от массива значительно перекристаллизованными кварцевыми плаггиопорфирами, в которых появляется много зерен роговой обманки. Некоторые вкрапленники плаггиоклаза полностью замещены псевдоморфозным агрегатом роговой обманки.

в. Плаггиоклазово - кварцевые роговики распространены в южной экзоконтактовой зоне Чочканского интрузива. Они обладают порфиробластовой структурой с микропойкилитовой структурой основной массы. Порфиробласты представлены плаггиоклазом (№ 11—28), реже мутноватым кварцем, имеющим зазубренные контуры. В основной массе, помимо плаггиоклаза и кварца, присутствуют чешуйки светло-зеленого хлорита и призматические кристаллы слегка желтоватого и бесцветного эпидота. Более или менее крупные зерна кварца прорастаются микролитами плаггиоклаза.

г. Плаггиоклаз-пироксеновые роговики встречаются лишь северо-западнее г. Зикатар у непосредственного контакта Кохбского массива. Структура их порфиробластовая с роговиковой структурой основной массы. Они состоят из плаггиоклаза и авгита, которые присутствуют почти в равном количестве. Порфиробласты представлены широкопризматическими кристаллами плаггиоклаза (№ 67—70), содержащими пойкилитовые включения авгита. Основная масса слагается из плаггиоклаза (№ 63), авгита, сфена, реже апатита. Авгит включает мелкие каплеобразные зерна плаггиоклаза, а сфен содержит пойкилитовые включения авгита.

д. Интенсивно амфиболитизированные породы являются резко преобладающими среди контактово-метаморфических пород. Они пользуются большим развитием особенно в экзоконтактовых зонах Кохбского и Цахкашатского интрузивов.

Макроскопически это темные плотные породы с крупными (до 1 см) призматическими кристаллами черно-зеленой роговой обманки. Почти всегда наблюдаются также редкие крапленники пирита.

Эти породы характеризуются интенсивной амфиболизацией, но слабой перекристаллизацией. Структура их порфиробластовая. Они состоят из плагиоклаза (19,5—35%), роговой обманки (59—80%) и акцессорных минералов (0,5—6%).

Порфиробласты представлены роговой обманкой и весьма редко плагиоклазом (№24—34). Они присутствуют от обилия до ничтожного количества. Их размеры — от 1,5 мм до 6,5 мм. Роговая обманка образует призматические неправильные, нередко сдвойникованные кристаллы, содержащие реликты плагиоклаза и иногда авгита с контурами разъедания. Она является псевдоморфозом по плагиоклазу и редко авгиту. По порфиробластам плагиоклаза часто развивается тонкий псевдоморфозный агрегат роговой обманки. Роговая обманка имеет синеватый оттенок и обнаруживает дисперсию биссектрис и оптических осей, что указывает на ее некоторый щелочный характер. Плеохроизм: по Ng — синевато-зеленый, светло-синий, грязно-зеленый; по Nm — желтовато-зеленый; по Np — светло-желтый; $CNg = 15-22^\circ$, $Ng-Np = 0,021-0,036$, $2v = 73-78^\circ$.

Основная масса описываемых пород плохо перекристаллизована и лишена роговиковой структуры. Она тонкокристаллическая и слагается из роговой обманки, плагиоклаза, незначительного количества магнетита, единичных кристаллов сфена, апатита и циркона.

Роговая обманка преимущественно присутствует в виде нехорошо индивидуализированных темно-грязно-зеленых зерен, обладающих слабым плеохроизмом, низким двупреломлением и неотчетливой спайностью.

Плагиоклаз нередко подвержен натровому метасоматозу и поокислен до альбит-олигоклазового состава.

Целые участки слабо перекристаллизованной основной массы замещены мелкозернистым агрегатом роговой обманки. Микрожилы роговой обманки нередко пересекают основную массу пород и порфиробласты роговой обманки. Встречаются также микрожилы роговой обманки двух поколений. Все это

свидетельствует о том, что амфиболизация пород происходила по отдельным стадиям.

Иногда рассматриваемые породы подвержены кварцитизации, причем мельчайший псевдоморфозный агрегат кварца замещает как основную массу, так и порфиробласты амфибола. Следовательно, вполне доказывается более поздний характер кварцитизации относительно амфиболизации.

Отмечаются случаи пересечения порфиробластов амфибола и основной массы породы микрожилами эпидота. Отсюда очевидно, что амфиболизация предшествовала эпидотизации.

Пирит является псевдоморфозом по магнетиту. Он образовался метасоматическим путем после амфиболизации, так как местами пирит замещает роговую обманку и в виде прожилков сечет ее кристаллы.

е. Рассланцованные породы типа амфиболитов обнажаются южнее с. Шнох в эксконтактной зоне Кохбского массива. У непосредственного контакта они сильно рассланцованы с ориентированными минералами. С удалением от контакта рассланцованность пород постепенно уменьшается и исчезает; количество амфибола сначала возрастает, а затем убывает, основность плагиоклаза уменьшается, а потом повышается.

У непосредственного контакта массива эти породы состоят из плагиоклаза (63%), роговой обманки (33%), биотита (2,5%) и аксессуарных минералов (1,5%). Структура порфиробластовая, причем порфиробласты представлены плагиоклазом (№ 49) и роговой обманкой. Местами плагиоклаз нацело замещен тонким псевдоморфозным агрегатом роговой обманки. Отмечаются две разновидности роговой обманки — светло-зеленая ($CNg = 18-22^\circ$, $Ng-Np = 0,023$, $2v = -77^\circ$) и коричневая ($CNg = 15-24^\circ$, $Ng-Np = 0,021$, $2v = -80-85^\circ$). Преобладающая основная масса слагается из удлиненных, нередко сдвойникованных кристаллов роговой обманки, призматических и микролитоподобных зерен плагиоклаза, иногда мелких чешуек биотита и единичных зерен кварца. Аксессуарные минералы: магнетит и апатит.

На расстоянии 50—60 м от контакта в этих породах содержание роговой обманки увеличивается до 60%, биотит ис-

чезает, плагиоклаз становится кислым (№ 29), появляется темно-бурый сфен, роговая обманка приобретает светло-синий и зеленовато-синий цвета.

На расстоянии 100—150 м от контакта содержание роговой обманки убывает (28%), появляется кварц (до 6%), основность плагиоклаза возрастает (до № 50), цвет роговой обманки становится зеленым ($CNg = \text{до } 28^\circ$, $Ng - Np = 0,023 - 0,031$, $2v = -85^\circ$), появляются редкие кристаллы циркона, основная масса приобретает роговиковую структуру.

ж. Вторичные кварциты в виде небольших полос и более крупных неправильных участков обнажаются по северной экзоконтактной зоне Чочканского интрузива и вокруг Қохбского массива севернее г. Қара-Кетук, северо-восточнее г. Қондох, северо-западнее гг. Зикатар и Мисхана. Они возникли за счет юрских основных эффузивов. Большой интерес представляют андалузитоносные вторичные кварциты г. Қондох, которые были выявлены К. Н. Паффенгольцем и В. Г. Грушевым.

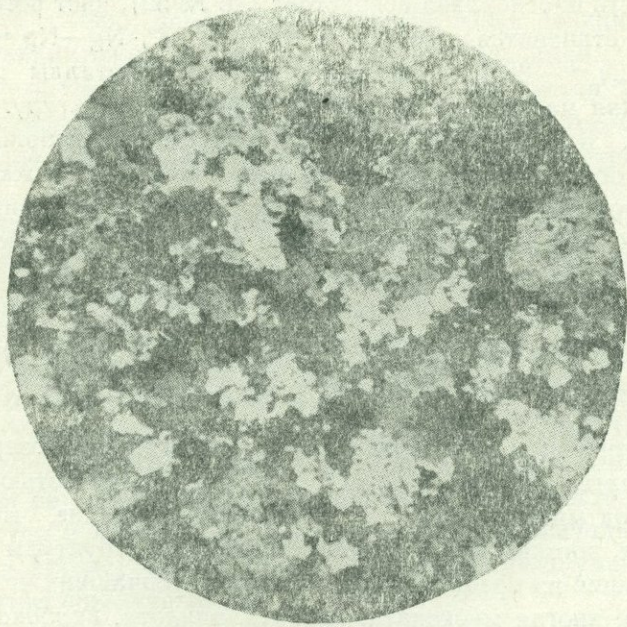
Вторичные кварциты плотные, иногда мелкозернистые, полосчатые светлые породы с редкой вкрапленностью пирита.

Под микроскопом они тонкокристаллические, мелкозернистые, роговиковой и микропойкилитовой структуры породы, состоящие из преобладающего кварца, тончайших чешуек серицита, иногда мусковита, хлорита, эпидота, карбоната, лейкоксена, сфена, апатита, циркона, рутила и андалузита. Встречаются также олигоклаз и альбит, которые обычно замещены тонким агрегатом серицита и имеют разъединенные контуры.

В кварцитах северной экзоконтактной зоны Чочканского интрузива плагиоклаз присутствует в значительном количестве и нередко альбитизирован. По реакционным взаимоотношениям устанавливается, что альбитизация плагиоклаза предшествовала серицитизации, хлоритизации, эпидотизации и карбонатизации. Иногда кварц образует линзообразные скопления или полоски с примесью серицита и хлорита.

В северной экзоконтактной зоне Чочканского интрузива и севернее г. Каракетук отмечаются вторичные кварциты, образовавшиеся за счет кварцевых плагиопорфиров. Они более кристаллические породы и отличаются от вышеописанных

кварцитов повышенным содержанием кварца и отчетливой роговиковой структурой (фиг. 46). По мере удаления от контактов эти кварциты постепенно сменяются кварцевыми плагиопорфирами, обладающими порфировой структурой с фельзитовой структурой основной массы (фиг. 47).

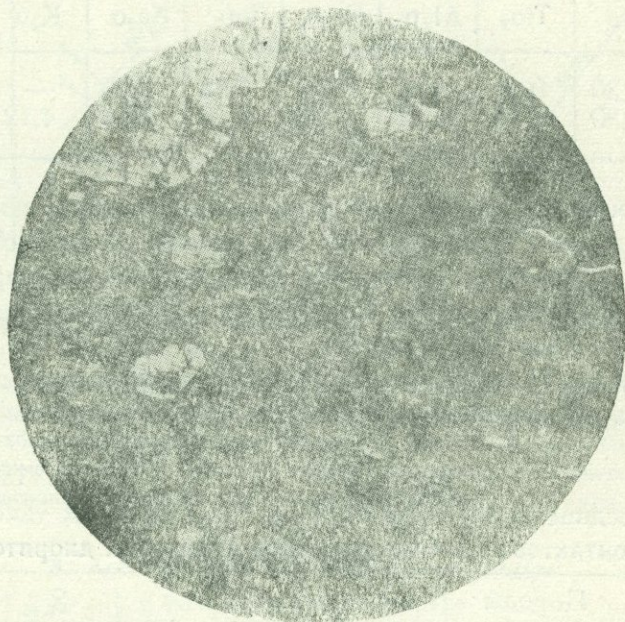


Фиг. 46. Вторичный кварцит, возникший за счет кварцевых плагиопорфиров юры в экзоконтактной зоне Чочканского интрузива.
Увелич. 24. Николи +.

Андалузитоносные кварциты г. Кондох образуют узкую полосу меридионального направления. По-видимому, они залегают в виде остатков кровли на Кохбский массив. Макроскопически это тонко- и мелкозернистые беловато-серые сахаровидные породы с фиолетовым, сичеватым и желтоватым оттенками. На самой вершине г. Кондох наблюдаются слоистые и полосчатые кварциты с чередованием различно окрашенных полос.

Под микроскопом кварциты г. Кондох тонкозернистые, мелкозернистые и иногда среднезернистые, равномернозернистые породы, состоящие из плотно прилегающих аллотриоморфных зерен кварца, содержащих пойкилитовые включения альбита

и реже кали-натрового полевого шпата. Плагноклаз часто целиком замещен чешуйчатым агрегатом серицита или пластинчатым мусковитом. В этих породах присутствуют также андалузит от обилия (до 68%) до полного отсутствия, гематит, мелкие зерна и иглы рутила, редкие призмочки циркона, иногда пластинчатый светло-коричневый биотит и светло-зеленый хлорит.



Фиг. 47. Свежий кварцевый плагиопорфир юры, за счет которого образовался вторичный кварцит (см. фиг. 46).
Увелич. 24. Николи +.

Андалузит образует скопления или же вытянутые цепочки и жилкообразные полосы. Местами жилки андалузита образуют раздувы и персжимы. Обогащенные глиноземом такие жилки, согласно Н. И. Наковнику, образуются за счет переотложения глинозема самих измененных пород. Основное значение в их образовании Д. С. Коржинский (1955) придает охлаждению и нейтрализации послемагматических растворов по мере проникновения их в экзоконтактовую зону. Кристаллы андалузита мелки — обычно от сотых до десятых долей

мм. Иногда он содержит мелкие каплеобразные зерна плагиоклаза.

В табл. 56 приводятся данные о химическом составе двух, крайних по количеству глинозема, образцов вторичных андалузитоносных кварцитов г. Кондох, заимствованные у С. А. Мовсеяна (1949).

Таблица 56

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Na ₂ O	K ₂ O	±H ₂ O
1	94,30	0,11	4,13	0,64	0,22	0,13	—	0,64
2	68,30	0,46	24,58	0,80	0,16	1,16	4,12	0,79

Как видно из табл. 56, содержание глинозема колеблется в широких пределах. По заключению С. А. Мовсеяна (1949), кварциты не могут быть использованы как сырье для производства огнеупоров и алюминия вследствие низкого содержания в них глинозема.

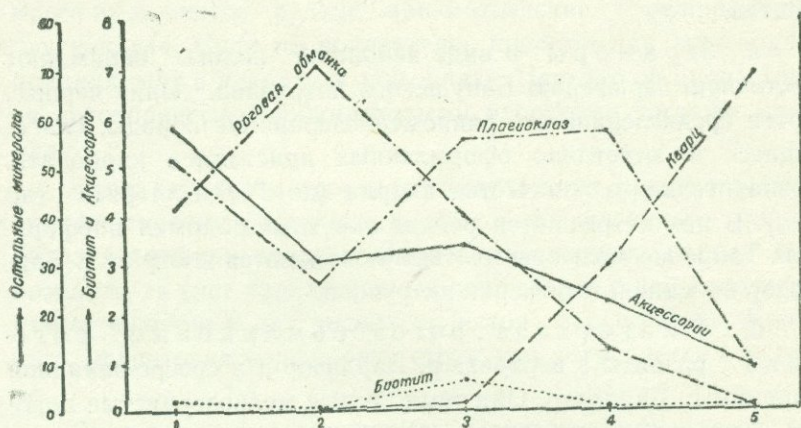
В табл. 57 приведены средние минералогические составы главных типов контактово измененных пород кварцевых диоритов.

Таблица 57

Средние минералогические составы главных типов контактово-измененных пород кварцевых диоритов

Породы Минералы	Породы				
	Амфибол-плагио- класовые роговики (4 шлифа)	Интенсивно амфи- болизированные породы (5 шлифов)	Породы типа амфиболитов (4 шлифа)	Амфибол-плагио- клас-кварцевые ро- говики (4 шлифа)	Вторичные квар- цигы (5 шлифов)
Плагиоклаз	51,88	26,34	54,75	56,10	7,4
Кварц	0,25	—	1,50	29,75	68,4
Роговая обманка	41,75	70,60	39,75	12,00	—
Биотит	0,25	—	0,63	—	0,12
Андалузит	—	—	—	—	18,80
Акцессории	5,87	3,07	3,37	2,15	0,86

Изменения в относительном содержании породообразующих минералов в различных петрографических типах контактово измененных пород кварцевых диоритов изображены на фиг. 48, построенной по данным табл. 57.



Фиг. 48. Вариационная диаграмма средних минералогических составов главных типов контактово измененных пород кварцевых диоритов. 1. Амфибол-плагиоклазовые роговики. 2. Интенсивно амфиболизированные породы. 3. Породы типа амфиболитов. 4. Амфибол-плагиоклаз-кварцевые роговики. 5. Вторичные кварциты.

3. Контактные изменения, связанные с плагиогранодиоритами

Экзоконтактные зоны плагиогранодиоритов Банушского интрузива сильно задернованы и потому трудно судить о масштабах проявления контактово-метаморфических процессов.

Контактово измененные породы более или менее хорошо обнажаются в западной и восточной оконечностях интрузива, у северо-западной окраины с. Бардазор и к северу от области развития кварцевых альбитофиров. Все они образовались за счет отложения верхней и средней юры.

Во всех указанных участках поблизости располагаются малые тела кварцевых альбитофиров и потому следует думать, что измененные породы возникли под воздействием не только плагиогранодиоритов, но и кварцевых альбитофиров.

Среди контактово измененных пород резко преобладают продукты контактово-метасоматических процессов. Редко встречаются мраморы, плагиоклаз-роговообманковые, пироксен-скаполитовые и плагиоклазовые роговики, которые целиком тяготеют к непосредственным контактам плагиогранодиоритов.

а. Мраморы в виде небольшой полосы окаймляют восточную периферию Банушского интрузива. Они черные, почти среднезернистые, равномернозернистые породы, слагающиеся из отчетливо оформленных кристаллов карбоната, незначительного количества кварца (до 2%) и хлорита (до 1%). В них встречаются редкие округлые обломки порфиринов. Такие же мраморы местами обнажаются к югу от с. Бардазор по южной периферии интрузива.

б. Плагиоклаз-роговообманковые роговики развиты в верховье р. Бардазор и у северо-западной окраины с. Бардазор. Они темно-серые мелкозернистые породы. Структура их порфиробластовая с неотчетливой роговиковой структурой основной массы. Минералогический состав представлен плагиоклазом (№ 38—44) и зеленой роговой обманкой. Из аксессуаров присутствуют магнетит и апатит. Плагиоклаз резко доминирует над роговой обманкой. В незначительном количестве иногда появляется кварц.

в. Пироксен-скаполитовые роговики встречаются к северо-западу от с. Бардазор. Они темные мелкозернистые породы, состоящие из моноклинного пироксена (57%), скаполита (42%) и магнетита (1%). Структура роговиковая. Моноклинный пироксен представлен изометричными и короткопризматическими кристаллами, в промежутках между которыми располагаются зерна скаполита. Моноклинный пироксен окрашен в зеленый цвет без заметного плеохроизма. $CNg = 45^\circ$, $Ng-Np = 0,029$, $2v = 58^\circ$. Как видно по константам, он близко стоит к диопсиду. Иногда пироксен образует кучные скопления с небольшой примесью скаполита. Последний является псевдоморфозом по плагиоклазу. Судя по силе двупреломления (0,010), он относится к натровому скаполит-мариалиту или промежуточному типу между мариалитом и диппиром.

г. Плагноклазовые роговики отмечаются в западной экзоконтактовой зоне интрузива. Они серо-желтые породы, состоящие из плотно прилегающих неправильных бурых зерен плагноклаза (92%) и небольшого количества кварца (3%), карбоната (3%), лимонита (2%). В этой общей массе выделяются редкие призматические порфиробласты плагноклаза. Судя по показателю преломления, плагноклаз принадлежит к альбиту и олигоклазу. Нередко он прорастается иглообразными пойкилитовыми вростками того же минерала.

Продукты контактово-метасоматических процессов пользуются широким развитием во всех вышеуказанных местах, образуя довольно мощные полосы осветленных пород. Они возникли за счет вулканогенных пород юры, о чем свидетельствует наличие в них редких реликтов порфиритов. Кроме того, реликтовая порфировая структура сохраняется отчетливо.

Судя по ассоциации постмагматических минералов, эти породы образовались благодаря кварцитизации и натриевого метасоматозу, под воздействием богатых кремнеземом и натрием растворов. Повсеместно плагноклаз подвержен натриевому метасоматозу и замещен кислым олигоклазом и альбитом. Содержание кварца иногда достигает незначительного (до 3%) количества. Из этого следует, что в образовании рассматриваемых пород натриевый метасоматоз играл более существенную роль, чем кварцитизация. Редко они подвержены хлоритизации, эпидотизации, серицитизации и карбонатизации. Первоначальный магнетит полностью вынесен или превращен в лимонит.

Парагенетические ассоциации постмагматических минералов показывают, что при контактово-метасоматических явлениях из порфиритовых пород были вынесены магний и железо, но были привнесены натрий и кремний. Редко встречающиеся цветные силикаты могли образоваться за счет компонентов исходных пород.

В табл. 58 представлен количественно-минералогический состав контактово измененных пород с указанием номеров плагноклазов.

Минералы	№ шлифа									
	69	70	72	359	726	713	771	765	770	
Плагиоклаз	71	5	73	61	45	40	62	69	69	40
Кварц	4	20	35	40	40	2	26	24	3	40
Роговая обманка	—	—	—	—	14,5	—	—	—	—	—
Хлорит	—	—	—	—	—	20	—	—	3	—
Эпидот	4,5	—	4	—	—	38	—	—	25	—
Серицит	18	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Карбонат	2	7	—	—	—	—	6	5	—	20
Лимонит	—	—	—	—	0,5	—	6	2	—	—
№ плагиоклаза	8	7	9	13	9	5	12	8	13	

Как следует из табл. 58, среди них преобладают кварц-плагиоклазовые породы, приближающиеся иногда к вторичным кварцитами. Редко встречаются плагиоклаз-серицитовые, плагиоклаз-эпидотовые и плагиоклаз-эпидот-хлоритовые породы.

Все они тонкокристаллические породы, слагающиеся из плотно соприкасающихся аллотриоморфных зерен плагиоклаза, кварца и других более редких минералов. Кварц и плагиоклаз местами образуют мельчайшие точечные зерна.

В общей неравномерnozернистой роговикоподобной массе выделяются порфиробласты широкотаблитчатого и призматического побуревшего плагиоклаза и реже кварца. Порфиробласты резко подчинены основной массе и редко доходят до 35—40%. Профиробласты плагиоклаза—это первоначальные вкрапленники основного и среднего плагиоклаза порфиритов, которые заместились альбитом и кислым олигоклазом. Последние заместились в дальнейшем более поздними минералами — хлоритом, эпидотом и карбонатом.

Весьма редко присутствует роговая обманка в виде мелких пластинчатых и веретеноподобных синеватых зерен. Иногда ее микрожилы пронизают порфиробласты и основную массу.

Эпидот образует беспорядочные скопления мелких агрегатов, реже шестоватые и радиально-лучистые кристаллы. Либо бесцветен, либо слегка желтоватый, что указывает на малое содержание железа.

Хлорит представлен мелкими чешуйками, развивающимися по плагиоклазу. Редко встречаются сферолиты цеолитов, в центре которых иногда располагаются мелкие зерна кварца.

В удалении от контактов Бланушского интрузива вулканогенные породы подвержены слабому воздействию метаморфических процессов, выражающемуся в некоторой перекристаллизации, эпидотизации, карбонатизации, хлоритизации, альбитизации, кварцитизаций и реже серицитизации. Большинство из этих процессов в той или иной мере выражено в одной и той же породе, но обычно преобладает один из них. Наиболее частыми являются эпидотизация и карбонатизация. Нередко породы пронизываются микрожилами эпидота и карбоната.

Вдоль северо-западной экзоконтактовой зоны Чанахчинского дополнительного интрузива обнажаются контактово измененные породы, образовавшиеся за счет вулканогенно-осадочных пород верхней юры. Они представлены плагиоклаз-роговообманковыми роговиками у контакта интрузива и вторичными кварцитами в удалении от него. Вторичные кварциты резко преобладают над роговиками и распространяются на восток, образуя узкую полосу по северной экзоконтактовой зоне Джилизинских кварцевых альбитофилов. Нет сомнения, что вторичные кварциты возникли в связи с внедрением плагиогранодиорит-порфиров и кварцевых альбитофилов.

Плагиоклаз-роговообманковые роговики развиты вдоль контакта плагиограчодиорит-порфиров. Структура их неотчетливо выраженная роговиковая, вследствие слабой перекристаллизации. Они состоят из плагиоклаза (74%), роговой обманки (14%), магнетита (6%), эпидота, хлорита (оба вместе 4%) и иногда пылеобразной изотропной массы. Плагиоклаз представлен короткопризматическими кристаллами, варьирующими по составу от № 41 до № 50. Роговая обманка светло-зеленая со слабым плеохроизмом, $CNg = 18^\circ$, $Ng-Np = 0,023$, $2v = -74^\circ$. Эпидот желтый и выражен агрегатом мелких изометричных зерен. Светло-зеленый хлорит по оптическим свойствам близко стоит к пеннину.

Редко отмечаются роговики, содержащие до 20% магнетита. Последний образует петельчатую сеть, промежутки ко-

горой выполнены плагиоклазом (№ 50) светло-зеленой роговой обманки, эпидотом и хлоритом.

Среди плагиоклаз-роговообманковых роговиков встречаются черные мраморы, слагающиеся из плотно прилегающих изометричных зерен карбоната, небольшого количества магнетита и единичных зерен кварца.

Вторичные кварциты тонкозернистые беловато-серые породы, пустоты которых выполнены охрой, гидроокислом марганца и реже кальцитом. Местами они превращены в хрупкую серую массу, включающую мелкие реликты порфиритов. Минералогический состав их определяется присутствием кварца (от 55 до 80%), плагиоклаза (16—35%) и серицита (4—10%). Плагиоклаз соответствует № 10—14. Первоначальный магнетит полностью лимонитизирован. В тонкокристаллической кварц-плагиоклаз-серицитовый массе наблюдаются порфиробластовые выделения плагиоклаза (№ 14), кварца и пирита.

4. Контактные изменения, связанные с плагиогранитами

Контактные явления в связи с плагиогранитами проявлены слабо. Они выражаются в образовании небольшой полосы роговообманково-плагиоклазовых роговиков вокруг Ахпатского интрузива. В некотором удалении от него под воздействием гидротермальных растворов возникли также плагиоклаз-кварц-серицитовые, плагиоклаз-кварц-хлорит-карбонатные породы и вторичные кварциты. Последние весьма сходны с вышеописанными вторичными кварцитами.

а. Роговообманково-плагиоклазовые роговики образовались за счет порфиритов нижней юры. Они состоят из роговой обманки, плагиоклаза и магнетита. Структура порфиробластовая с неотчетливо выраженной роговиковой структурой основной массы. Порфиробласты редки и представлены роговой обманкой и слабо зонарным плагиоклазом (из ряда андезина). Контуры роговой обманки оборваны. Она окрашена в светло-зеленый цвет со слабым плеохроизмом; часто обнаруживает пятнистое угасание и неравномерные интерференционные окраски. В основной массе плагиоклаз плохо сдвойникован, а роговая обманка прорастается пойкилитовыми вростками кварца.

б. Плагиоклаз - кварц - серицитовые породы состоят из мелких зерен плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены кварцем, серицитом, лимонитом, отчасти хлоритом и сноповидным образованием светло-коричневого биотита со слабым плеохроизмом и волнистым погасанием. Среди преобладающей тонкозернистой основной массы выделяются неотчетливо сдвойникованные порфиробласты плагиоклаза (№ 26—28). Кварц резко подчинен плагиоклазу, образует мелкие неправильные зерна, загрязненные вторичными продуктами; иногда отмечается незакономерное срастание двух и более индивидов. Местами целые участки основной массы замещены лимонитом.

в. Плагиоклаз - кварц - хлорит - карбонатные породы возникли, благодаря интенсивной хлоритизации, карбонатизации и кварцитизации порфириров. В них плагиоклаз составляет примерно 45% породы, кварц — 24%, хлорит — 15%, карбонат — 16%. Среди них нередко встречаются реликты порфирита, в которых вкрапленники плагиоклаза полностью замещены хлорит-карбонатным псевдоморфозным агрегатом с некоей примесью кварца. В незначительном количестве присутствует также слегка желтоватый эпидот, ассоциирующий с хлоритом.

В измененных породах кварц образует крайне неправильные, зазубренные и скелетообразные зерна, прорастающиеся микролитами плагиоклаза. Он разъедается хлоритом и карбонатом.

Хлорит присутствует в виде неправильных зерен, а также сноповидных и радиально-лучистых агрегатов.

Карбонат светло-коричневый, обнаруживает слабый псевдоплеохроизм, местами замещает хлорит.

Редко встречаются кристаллики высокопреломляющего минерала, сходного с цирконом.

По реакционным замещениям устанавливается последовательность послемагматических процессов: сначала происходила кварцитизация, затем хлоритизация и в конце карбонатизация.

На основании ста спектральных полуколичественных анализов составлена табл. 59, которая дает представление о по-

Распределение микроэлементов в контактово и с интрузивами

Интрузивные фазы	Измененные породы	Ti	V	Ni	Co	Cr	Cu	Zn	Pb
I	Плагиоклаз-пироксеновые роговики	100	100	93	90	80	98	4	2
II	Амфибол-плагиоклазовые роговики	100	100	92	90	74	100	18	6
	Амфиболизированные породы	100	100	92	88	76	100	21	10
	Амфибол-плагиоклаз-кварцевые роговики	100	100	50	44	40	100	6	4
	Плагиоклаз-кварцевые роговики	100	100	10	8	—	100	4	4
	Гидротермально измененные породы	98	100	—	—	—	100	29	10
III	Плагиоклаз-амфиболовые роговики	100	100	80	78	65	100	16	8
	Пироксен-скаполитовые роговики	100	100	84	70	60	100	4	4
	Плагиоклазовые роговики	100	100	6	4	—	100	14	8
	Гидротермально-измененные породы	100	100	—	—	—	100	30	28
IV	Амфибол-плагиоклазовые роговики	100	100	77	70	58	100	10	10
	Гидротермально измененные породы	100	100	—	—	—	100	38	26

¹ Цифры показывают проценты проб, в которых обнаружены микроэлементы в главных типах контактово- и постмагматически измененных пород.

Рассмотрение приведенной таблицы и имеющихся спектральных анализов позволяет прийти к следующим выводам:

а. Для всех типов измененных пород характерно постоянное присутствие (почти во всех анализируемых пробах) таких микроэлементов, как титан, ванадий и медь. В гидротер-

постмагматически измененных породах, связанных Алавердской группы.

Mo	Ba	Sr	Sc	Be	Zr	Ga	Rb	γ	Sn	Ag	La	Ce
—	68	4	1	—	28	48	—	—	—	—	—	—
—	70	10	6	58	80	80	4	4	4	1	1	1
4	72	10	6	50	82	88	6	4	—	—	—	—
2	78	14	—	64	92	100	4	2	—	—	—	—
4	78	18	—	70	90	100	40	36	—	—	—	—
6	80	28	2	80	94	96	80	70	—	—	—	—
—	74	10	2	60	84	100	2	2	—	—	—	—
—	78	4	—	20	36	88	—	—	—	—	—	—
—	84	20	—	60	90	100	50	46	—	—	—	—
—	90	34	2	86	96	98	86	86	—	—	2	2
—	80	18	4	48	84	100	10	12	—	—	—	—
—	95	38	—	90	94	100	90	84	—	—	—	—

ружен данный элемент.

мально измененных породах и кварцсодержащих роговиках ванадий присутствует в тысячных долях процента, но в остальных роговиках количество его возрастает в 10 раз. Напротив, содержание меди увеличивается в продуктах гидротермальной деятельности.

б. Типичными микроэлементами являются также цирконий, галлий и барий, которые установлены в резко преоблада-

ющих пробах. Намечается тенденция к возрастанию частоты встречаемости и содержания указанных микроэлементов при переходе от сравнительно высокотемпературных контактовых пород к низкотемпературным гидротермальным образованиям. Таковую же тенденцию в общих чертах обнаруживают цинк, свинец, стронций, бериллий, иттербий и иттрий. В интенсивно гидротермально измененных породах, где плагиоклаз полностью замещен кварц-серицитовым агрегатом, галлий отсутствует. Это объясняется тем, что основным коллектором галлия является плагиоклаз.

в. Никель, кобальт, хром характерны для измененных пород с повышенным содержанием цветных минералов. Частота встречаемости их резко падает в кварцсодержащих роговиках, а в гидротермально измененных образованиях полностью исчезают. По частоте встречаемости первое место занимает никель, затем идут кобальт и хром. Частота встречаемости и содержание этих трех элементов в амфибол-плагиоклазовых роговиках кварцевых диоритов значительно больше, чем в аналогичных породах, вызванных поздними внедрениями магмы.

г. К редким микроэлементам относятся молибден, скандий, олово, серебро, лантан и церий. Молибден тяготеет к измененным породам кварцевых диоритов; в распределении остальных микроэлементов определенной закономерности не усматривается.

д. Измененные породы характеризуются наличием тех же микроэлементов, что и интрузивные породы.

II. ЦАВСКАЯ ГРУППА ИНТРУЗИВОВ

А. КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВМЕЩАЮЩИХ ИНТРУЗИВЫ ПОРОД

В районе Цавской группы интрузивов распространены зеленчатые плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые порфириты, их туфы, туфобрекчии с редкими прослоями и пачками туфогенов и туфоконгломератов. Они слагают преобладающую часть Кафанского рудного района и являются наибо-

лее древними породами, которые одни исследователи относят к нижней юре, другие — к верхней юре.

По представлению С. С. Мкртчяна (1958), подстилающими эти вулканогенные отложения образованиями являются метаморфические породы нижнего палеозоя и докембрия.

Порфириты, пользующиеся наибольшим развитием, представляют темно-зеленоватые плотные породы. Структура их порфировая с гиалопилитовой и микролитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены основным андезитом, кислым лабрадором и редко хлоритизированным и эпидотитизированным моноклинным пироксеном.

Пирокластические разности порфиритов слагают верхние части описываемой толщи и состоят из обломков порфиритов, сцементированных вулканическим материалом.

За пределами Цавской группы интрузивов в районе Кафанского месторождения, по данным А. Т. Асланяна, толща порфиритов трансгрессивно перекрывается свитой кварцевых плагиопорфилов, имеющих мощность 300 м. По внешнему облику, структурным особенностям и петрографическому составу кварцевые плагиопорфиры весьма сходны с таковыми Шамшадинского и Алавердского районов.

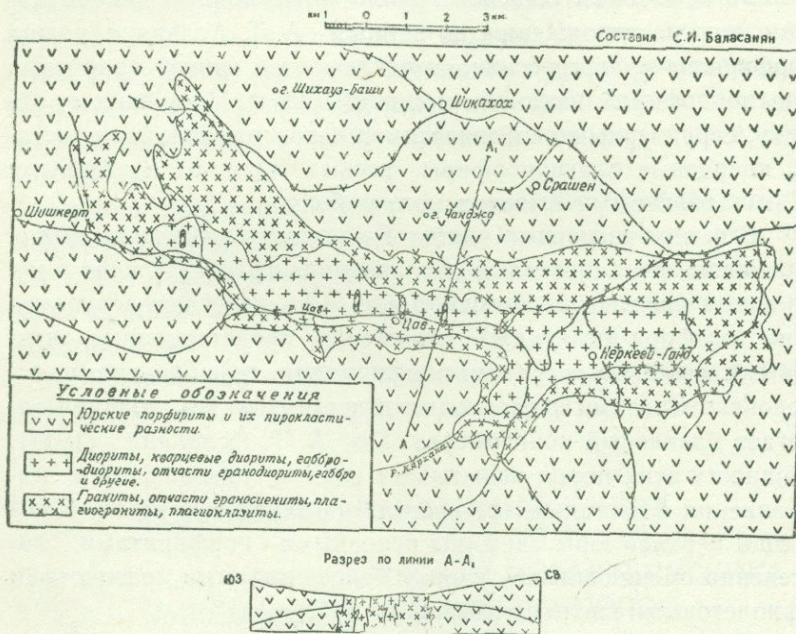
В северо-восточных частях Кафанского района на вышеописанных вулканогенных образованиях трансгрессивно с небольшим угловым несогласием (до 20°) залегают верхнеюрские (оксфорд-кимеридж) отложения, представленные авгитовыми и плагиоклазовыми порфиритами, туфобрекчиями, туфоконгломератами с прослоями известняков. В основании залегает базальный конгломерат. По А. Т. Асланяну (1958), мощность этих пород испытывает резкое уменьшение в направлении с восток-северо-востока на запад-юго-запад. Низы толщи верхней юры сложены основными порфиритами, постепенно сменяющимися кверху более кислыми разностями (фиолетовыми кислыми порфиритами).

На северо-восточном и местами на юго-западном крыльях Кафанского антиклинория юрский комплекс трансгрессивно перекрывается меловыми морскими отложениями.

Б. ПОРОДЫ ИНТРУЗИВНОЙ ФАЗЫ И ИХ ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ

Цавская группа состоит из одноименного крупного интрузива и сопровождающих его мелких сателлитов. Цавский интрузив (фиг. 49) образует крупное дайкообразное тело, вытянутое в северо-западном близширотном направлении. Он начинается почти у с. Шишкерт и в восточном направлении по долине р. Цав прослеживается до с. Роз-дара, протяженностью 17 км при ширине от 2 до 5 км. Сателлиты располагаются несколько восточнее Цавского интрузива.

ГЕОЛОГО - ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА ЦАВСКОГО ИНТРУЗИВА



Фиг. 49

В интрузиве трещины отдельности разнообразны. Наибольшим развитием пользуется система поперечных трещин отдельности, имеющих северо-западное и близмеридиональное простирание с падением чаще всего на восток и северо-

восток под крутыми ($55-85^\circ$) и реже пологими ($25-45^\circ$) углами. Остальные системы трещин отдельности имеют близкостроенное и северо-восточное простирание с падением в различные стороны под крутыми углами ($60-88^\circ$).

Цавская группа сформировалась благодаря двум последовательным фазам внедрения магмы.

Породы первой фазы слагают сателлиты и центральную часть Цавского интрузива и характеризуются большим разнообразием петрографического состава. Они представлены габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранодиоритами и различными переходными типами между ними.

Породы второй фазы слагают периферическую зону интрузива, окаймляя гранитоиды первой фазы (фиг. 63). Они представлены гранитами, которые почти повсеместно в виде мелких узких тел прорывают и изменяют породы первой фазы, включая в себя их довольно крупные (до $30-40$ см) неправильные ксенолиты. Подобное взаимоотношение пород обеих фаз хорошо наблюдается по всему ущелью р. Цав и особенно отчетливо напротив с. Цав (фиг. 50).



Фиг. 50, Возрастное соотношение пород различных фаз Цавского интрузива в районе с. Цав

В центральной части интрузива граниты приурочены к поперечным трещинам, возникшим в пределах пород первой фазы после их формирования. Поэтому они образуют многочисленные параллельно расположенные узкие дайкообразные тела или полосы мощностью от 2 до нескольких десятков метров.

Полевые наблюдения и микроскопические исследования показывают, что исходная магма первой фазы в резуль-

тате интенсивной ассимиляции вмещающих эффузивов основного состава загрязнялась, давая породы от габбро до кварцсодержащих диоритов. Последние в период внедрения магмы второй фазы подвергались новым изменениям, выразившимся в обогащении некоторого количества кварца, калиевого полевого шпата и в преобразовании основных плагиоклазов в кислые вплоть до альбита. В конечном итоге возникла целая гамма пород от габбро до гранодиоритов и плагиогранодиоритов, обнаруживающих склонность к щелочному ряду. Поэтому среди них трудно выделить породы главной интрузивной фации. К последним, по-видимому, относятся гранодиориты, которые в виде незначительных участков встречаются в удалении от гранитов. На контакте гранитов второй фазы с контаминированными породами первой фазы образовались также альбититы и олигоклазиты.

Очень интересно, что породы обеих фаз взаимодействовали друг с другом. Граниты второй фазы действовали на породы первой фазы, изменяя их состав в направлении увеличения кислотности и щелочности. Прямо в противоположном направлении воздействовали породы первой фазы на граниты второй фазы. Благодаря ассимиляции кислой магмой второй фазы основных пород первой фазы возникли гибридные породы, отличающиеся от неконтаминированных гранитов пониженным содержанием калиевого полевого шпата, но повышенным — роговой обманки. Первоначально кислый плагиоклаз преобразовался в более основной плагиоклаз, который впоследствии под воздействием натриевого метасоматоза заместился альбитом, альбит-олигоклазом и олигоклазом.

1. Породы первой фазы

Породы этой фазы отличаются большим разнообразием петрографического состава. Они представлены габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранодиоритами и переходными типами между ними — габбро-диоритами, кварцсодержащими габбро-диоритами, кварцевыми габбро-диоритами, кварцсодержащими диоритами и др. Среди них преобладают кварцсодержащие диориты и кварцевые

диориты. Все они характеризуются постепенными взаимопереходами.

Большинство из этих пород имеет несколько необычный состав, в силу чего трудно их отнести к какому-либо типу пород по существующей классификации. Так, даже самые основные представители нередко содержат в том или ином количестве калиевый полевой шпат; по содержанию цветных минералов они часто соответствуют диоритам и кварцевым диоритам, но в них плагиоклаз очень кислый (от кислого олигоклаза вплоть до альбита). Вообще, в большинстве случаев между составом плагиоклаза и содержанием цветных минералов никакой зависимости не усматривается.

Породы первой фазы неоднородны не только по петрографическому составу, но и по структурным особенностям. Среди них выделяются среднезернистые, мелкозернистые, крупнозернистые и микропорфировидные разновидности. Среднезернистое строение обычно характерно для основных разновидностей, а мелкозернистое строение имеют кварцевые и кварцсодержащие диориты. В пределах среднезернистых пород они образуют обособленные, довольно значительные участки и отличаются розовым оттенком, вследствие альбитизации плагиоклаза и некоторого содержания нелитизированного калиевого полевого шпата. Кварцевые диориты также имеют среднезернистое и микропорфировидное строение, но они пользуются небольшим распространением. Крупнозернистые кварцсодержащие диориты встречены юго-западнее г. Чанджа в центральной части ингузива.

а. Габбро и габбро-диориты представляют среднезернистые породы, состоящие из доминирующего плагиоклаза, роговой обманки, моноклинного пироксена, иногда незначительного количества кварца и калиевого полевого шпата. Количественно-минералогический состав их приведен в табл. 60.

Как видно из таблицы, содержание минералов подвергается большим колебаниям.

Плагиоклаз образует идиоморфные широкопризматические и таблитчатые кристаллы, окруженные тонкой каемкой кислого андезина. Размеры его зерен 1,5—3 мм. В той или иной мере он разложен и замещен мелкими псевдоморфозны-

ми агрегатами серицита, соссюрита и карбоната. Состав плагиоклаза колеблется в широких пределах (в одном и том же шлифе иногда состав его колеблется от № 55 до № 72).

Таблица 60

Минералы	Среднее из 6 шлифов	Пределы колебания
Плагиоклаз	70	65,5—77,2
Калиевый полевой шпат	0,6	0—1,5
Кварц	1,7	0—5
Амфибол	16,5	9—24
Пироксен	7,7	0—17
Акцессории	3,5	1—5
№ плагиоклаза	47	44—72

Моноклинный пироксен присутствует не во всех шлифах в виде мелких (0,5—1 мм) ксеноморфных и короткопризматических, иногда сдвойникованных кристаллов, расположенных в промежутках плагиоклазовых зерен. $CNg = 40^\circ$, $Ng-Np = 0,022$. По десяти измерениям $2v = 49-53^\circ$. Судя по величине угла оптических осей, он относится к ферроавгиту. Спайность его размазана и неотчетливо выражена. Встречаются и сравнительно крупные (2 мм) идиоморфные кристаллы с отчетливой спайностью. Замещается коричневой и редко зеленой роговой обманкой. Иногда в виде реликтов с контурами разведания включен в коричневую роговую обманку.

Роговая обманка представлена двумя разновидностями—коричневой и светло-зеленой, причем первая замещает пироксен и в свою очередь замещается зеленой разновидностью. Последняя обычно разложена с слабым плеохроизмом и низким двупреломлением (0,011—0,014, реже 0,023). У коричневой роговой обманки плеохроизм резкий; $Ng-Np = 0,018-0,024$, реже 0,028. Величина угла оптических осей у коричневой разновидности больше ($74-81^\circ$), чем у зеленой ($70-72^\circ$). Обе разновидности образуют неправильные зерна, заполняющие промежутки между кристаллами плагиоклаза. Встречаются и призматические сдвойникованные кристаллы более ранней генерации.

Кварц и калиевый полевой шпат в виде мелких неправильных зерен располагаются в промежутках между кристаллами плагиоклаза и цветных минералов. Оба минерала тесно ассоциируют между собой и нередко находятся в микропегматитовом прорастании. На контакте с этими минералами плагиоклаз сильно пелитизирован и серицитизирован, а роговая обманка хлоритизирована. Кварц замещает роговую обманку и плагиоклаз, включая в себя их реликты с контурами разъедания. Реликты роговой обманки в кварце нацело замещены хлоритом. Все это объясняется тем, что кварц и калиевый полевой шпат образовались в период внедрения пород второй фазы, производя разрушающее воздействие на окружающие породообразующие минералы пород первой фазы.

Из аксессуарных минералов очень много магнетита и апатита; редко встречаются и мелкие неправильные буроватые зерна сфена, развивающегося по роговой обманке. Магнетит образует изометричные и неправильные зерна, располагающиеся обычно в промежутках между главными минералами. Апатит представлен удлиненными иглообразными кристаллами, редко короткими толстыми призмочками, ассоциирующими с калиевым полевым шпатом и кварцем.

Описываемые породы нередко постепенно переходят в кварцевые габбро-диориты, сходные с таковыми района Кафанского месторождения. Они почти среднезернистые породы, состоящие из преобладающего плагиоклаза, моноклинного пироксена (13%), кварца (10—12%), роговой обманки (12%), магнетита и апатита (до 3%).

б. Диориты мелко- и среднезернистые породы. Главными породообразующими минералами их являются плагиоклаз и роговая обманка. Иногда присутствуют также моноклинный пироксен, кварц и калиевый полевой шпат. Структура гипидиоморфнозернистая. Количественно-минеральный состав их представлен в табл. 61.

Из таблицы видно, насколько широки пределы колебания главных минералов и № плагиоклазов.

Плагиоклаз образует наиболее крупные (1,5—3, реже 4

мм) широкопризматические кристаллы, обычно идиоморфные относительно роговой обманки.

Таблица 61

Минералы	Среднее из 4 шлифов	Пределы колебания
Плагиоклаз	74,7	59—83,5
Калиевый полевой шпат	1	0—3
Кварц	1,1	0—4
Амфибол	20,8	13—30
Акцессории	2,4	1,5—4
№ плагиоклаза	39	18—47

Роговая обманка встречается в виде мелких (0,5—1, реже 2 мм) короткопризматических и неправильных зерен. Различаются две разновидности: зеленая и коричневая. Последняя замещает зеленую разновидность, включая в себя ее мелкие реликты с контурами разъедания. Зеленая роговая обманка содержит реликты пироксена, что также указывает на ее раннее выделение. В обеих разновидностях отмечаются пойкилитовые включения плагиоклаза. У зеленой разновидности $CNg = 18^\circ$, $Ng-Np = 0,023$, $2v = -71^\circ$. У коричневой разновидности $CNg = 14^\circ$, $Ng-Np = 0,025$, $2v = -75^\circ$.

Калиевый полевой шпат и кварц распределены неравномерно и местами расположены в промежутках между кристаллами плагиоклаза и роговой обманки. Калиевый полевой шпат сильно пелитизирован и иногда в виде каемок окружает роговую обманку.

Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном и апатитом. Первые два приурочены к цветному минералу и интерстициям плагиоклазовых кристаллов. Апатит присутствует в виде крупных (до 0,6 мм) короткопризматических кристаллов. Отмечается и апатит более поздней генерации, ассоциирующий с калиевым полевиком и кварцем. Он образует более мелкие узкие призмочки и неправильные зерна.

Под воздействием магмы второй фазы плагиоклаз описываемых пород нередко интенсивно серицитизирован, сосюртитизирован и альбитизирован, а роговая обманка частично

обесцвечена, хлоритизирована и иногда распадается на мелкий пластинчатый агрегат.

в. Крупнозернистые кварцсодержащие диориты на небольшой площади встречены в 2 км к юго-западу от вершины г. Чанджа в центральной части интрузива. По-видимому, они возникли местными условиями кристаллизации магмы при участии летучих компонентов. Это лейкократовые породы, состоящие из доминирующего плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, роговой обманки, магнетита и апатита. Количественно-минералогический состав их представлен в табл. 62.

Таблица 62

Минералы	Среднее из 3 шлифов	Пределы колебания
Плагиоклаз	74	72—75,5
Калиевый полевой шпат	9	8—10
Кварц	5	3—7
Амфибол	8	5—12
Акцессории	4	3,5—5
№ плагиоклаза	37	24—46

Плагиоклаз образует крупные удлиненные призматические, реже таблитчатые кристаллы, промежутки между которыми выполнены остальными минералами. Размеры его кристаллов варьируют от нескольких до 10 мм и более. Он слабо зонарен, причем ядро обычно разложено и замещено бурым веществом, серицитом и соссюритовым агрегатом. Периферическая тонкая зона представлена прозрачным олигоклазом.

Калиевый полевой шпат образует тонкие побуревшие кемки вокруг плагиоклаза, а также самостоятельные ксеноморфные зерна, расположенные в промежутках между кристаллами плагиоклаза. Иногда слабо пертитизирован. Почти повсеместно прорастается мельчайшими пегматитовыми вростками кварца. Местами калиевый полевой шпат замещает внешнюю кислую олигоклазовую оболочку плагиоклаза.

Кварц ассоциирует исключительно с калиевым полевым

шпатом. Он замещает калиевый полевой шпат, включая в себя его скелетообразные реликты с контурами разъедания.

Роговая обманка в виде неправильных зерен располагается в промежутках плагиоклазовых кристаллов. Размеры зерен до 2,5 мм. Наблюдаются также более мелкие (десятки долей мм) короткопризматические зерна, ассоциирующие с кварцем и калиевым полевым шпатом. По ней развиваются хлорит, уралит, вторичный магнетит, карбонат, реже эпидот.

Магнетит приурочен либо к роговой обманке, либо к интерстициям плагиоклазовых кристаллов. Отмечается много и вторичного магнетита, образовавшегося в процессе разложения роговой обманки.

Апатит представлен довольно крупными (0,5—1,5 мм) удлинёнными призматическими кристаллами внутри плагиоклаза. Некоторые из них располагаются во внешней олигоклазовой оболочке плагиоклаза и иногда замещаются калиевым полевым шпатом и кварцем. Есть и апатит поздней генерации, образующий более мелкие короткопризматические зерна в промежутках между породообразующими минералами.

г. Кварцевые диориты. По структурным особенностям различаются среднезернистые и мелкозернистые разновидности. Редко встречаются также микропорфировидные кварцевые диориты с криптовой структурой. Все они характеризуются постепенными взаимопереходами.

На общем фоне пород первой фазы мелкозернистые кварцевые диориты образуют небольшие участки или вытянутые полосы, чередующиеся со среднезернистыми разновидностями.

В минералогическом составе кварцевых диоритов присутствуют плагиоклаз, роговая обманка, кварц, калиевый полевой шпат, редко моноклинный пироксен и биотит. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, сфен, редко циркон. Результаты подсчетов количественно-минералогического состава и измерения плагиоклазов приведены в табл. 63.

Как видно из табл. 63, содержание всех минералов подвергается большим колебаниям. Состав плагиоклаза также колеблется в широких пределах. Интересно отметить, что между содержаниями породообразующих минералов никакой закономерности не усматривается. Даже не наблюдается за-

зависимости между содержаниями таких тесно ассоциирующих между собой минералов, как калиевый полевой шпат и кварц. Нет зависимости также между составом плагиоклаза и количеством породообразующих минералов.

Таблица 63

№ шифра	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Амфибол	Пироксен	Биотит	Аксессуары	№ плагио-клаза
2	57,5	6,5	10	23	—	—	3	33—46
5 ²	78,5	3	8	5	—	3	2,5	24
46	62,5	3	16	15	0,5	—	3	45—51
48	61,5	2	18	13	3	—	2,5	28—46
86	63,5	5	18	8	2	—	3,5	47—58
2 ⁴	61,5	4	10	13	7	0,5	4	17
5 ¹	58	7	11	20	—	—	4	15
13 ¹	62,2	5	6	23	—	0,3	3,5	13
14 ¹	52	7	13	25	—	1	2	24
16 ²	60	8	5	22	—	—	5	39—47
1 ¹	54,5	1	10	30	—	—	4,5	25
8	61	1	3	16	14	—	5	8—11
10	59	0,5	4	31	—	—	5,5	9—13

2, 5², 46, 48—среднезернистые кварцевые диориты;

86—микропорфировидные кварцевые диориты.

Остальные номера—мелкозернистые кварцевые диориты.

Рассматриваемые породы (особенно мелкозернистые) характеризуются постоянным присутствием калиевого полевого шпата, в большинстве случаев кислым составом плагиоклаза, пониженным содержанием кварца и редкостью биотита. Они имеют явно щелочной уклон, в частности мелкозернистые кварцевые диориты. Содержание кварца нередко понижается, и породы постепенно переходят в кварцсодержащие диориты, а затем в диориты. Нам кажется вероятным, что эти породы первоначально были диоритами, возникшими в результате интенсивной ассимиляции, но в период внедрения магмы второй фазы преобразовались в кварцевые диориты с

повышенной щелочностью. Они подвергались натриевому и калиевому метасоматозу с образованием калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза вплоть до альбита.

Таблица 64

№ шлифа	2V	⊥ (001)		
		Ng	Nm	Np
2	84°	90°	8°	80°
5 ²	80°	90°	9°	84°
5 ¹	88°	75°	17°	80°
13 ¹	88°	88°	15°	78°
16 ²	85°	86°	15°	75°
14 ¹	88°	78°	15°	78°
86	84°	84°	17°	80°

Из табл. 64 видно, что в кварцевых диоритах калиевый полевой шпат представлен как ортоклазом, так и микроклином.

Среднезернистые кварцевые диориты обнаруживают гипидиоморфнозернистую структуру.

Плагиоклаз образует призматические кристаллы размерами 1—2,5 мм. Обычно изменен и замещен серицитом и сосюритовым веществом. Состав первоначального плагиоклаза соответствует андезину и даже лабрадору, которые нередко преобразованы в олигоклаз.

Роговая обманка представлена более мелкими (0,5—2 мм) ксеноморфными светло-зелеными зернами в интерстициях плагиоклазовых кристаллов; содержит иногда разъеденные реликты моноклинного пироксена. Прорастается плагиоклазом, образуя дырчатые зерна. Обычно она обесцвечена, хлоритизирована со слабым плеохроизмом и низким двупреломлением (спускается до 0,010 и редко доходит до 0,022). $CNg = 15—18^\circ$. По десяти измерениям угол оптических осей колеблется от 67 до 75°.

Калиевый полевой шпат и кварц распределены в породе неравномерно и обычно тесно ассоциируют между собой, заполняя в виде мелких (от десятых долей до 1,5 мм) непра-

вильных зерен промежутки между пороодообразующими минералами. Редко образуют самостоятельные разобщенные друг от друга более крупные (2 мм) зерна. Как в среднезернистых, так и мелкозернистых кварцевых диоритах на контакте с этими минералами плагноклаз серицитизирован, пелитизирован и альбитизирован, а роговая обманка обесцвечена и сильно хлоритизирована. Кроме того, они замещают плагноклаз и роговую обманку, включая в себя их реликты с контурами разъедания. Очевидно, кварц и калиевый полевой шпат являются новообразованными минералами, возникшими в период формирования кислых пород второй фазы. Однако встречаются также ксеноморфные зерна кварца и калиевого полевого шпата, которые не производят изменения на окружающие минералы. В этом случае, по-видимому, мы имеем разрозненные реликты указанных минералов первичной породы. Следует отметить, что калиевый полевой шпат и кварц первого происхождения часто находятся в микропегматитовом прорастании, тем более в мелкозернистых кварцевых диоритах.

Биотит встречается очень редко в виде мелких совершенно неправильных светло-коричневых зерен, приуроченных либо к магнетиту, либо к промежуткам между остальными минералами.

Моноклинный пироксен образует короткопризматические кристаллы, окруженные реакционной оболочкой амфибола. По константам близко стоит к ферроавгиту.

Микропорфировидные кварцевые диориты состоят из идиоморфных крупных кристаллов плагноклаза (№ 47—58), промежутки между которыми выполнены мелкозернистым агрегатом сравнительно кислого плагноклаза, кварца, калиевого полевого шпата, роговой обманки и аксессуарных минералов. Они нередко имеют криптовую структуру.

Мелкозернистые кварцевые диориты слагаются из тех же минералов среднезернистых разновидности, средние размеры которых измеряются десятками долями миллиметра (0,4—0,8 мм). От вышеописанных пород они отличаются тем, что более сильно подвергались воздействию магмы второй фазы и потому проявляют больший уклон к

щелочности. Они характеризуются несколько повышенным содержанием калиевого полевого шпата, но пониженным — кварца. Плагиоклаз почти всегда альбитизирован и преобразован в олигоклаз вплоть до альбита.

Роговая обманка представлена как короткопризматическими более или менее идиоморфными кристаллами, так и неправильными дырчатыми зернами с оборванными контурами. Наблюдается и очень много мелких совершенно ксеноморфных зерен, приуроченных к интерстициям плагиоклазовых и даже кварцевых зерен. Роговая обманка обычно разложена, в силу чего имеет волокнистое сложение, светло-зеленую окраску со слабым плеохроизмом и низким двупреломлением.

Калиевый полевой шпат и кварц обнаруживают те же петрографические детали, как и в среднезернистых кварцевых диоритах.

Биотит встречается в виде мелких неправильных разложенных зерен, ассоциирующих с калиевым полевым шпатом и кварцем. Видимо, биотит отлагался из тех же постмагматических растворов, что и кварц и калиевый полевой шпат.

Во всех разновидностях кварцевых диоритов акцессорные минералы представлены (в порядке уменьшения их количества) магнетитом, алатитом, сфеном и редко цирконом. Магнетит образует неправильные и изометричные зерна, ассоциирующие с амфиболом. Большая часть его располагается в промежутках между главными минералами. Апатит представлен игольчатыми кристаллами, ассоциирующими с кварцем и калиевым полевым шпатом. Сфен в виде неправильных буроватых зерен приурочен к промежуткам между кристаллами плагиоклаза. Он нередко образуется в силу разложения роговой обманки. Циркон наблюдается в виде отчетливо очерченных призмочек в пороодообразующих минералах и в промежутках между ними.

д. Плагиогранодиориты и гранодиориты встречаются редко и то поблизости к породам второй фазы, которым обязаны своим происхождением. Структура гипидиоморфнозернистая. Минералогический состав их: плагиоклаз (58%), калиевый полевой шпат (11, реже 18%), кварц (19%), роговая обманка (10%) и акцессории (2%). Размеры

плагиоклаза — 1—2, реже 3 мм; размеры остальных минералов колеблются от десятых долей мм до 1 мм.

Плагиоклаз представлен гипидиоморфными призматическими и таблитчатыми кристаллами, прорастающимися редкими пойкилитовыми вростками кварца. Он по составу отвечает № 22.

Калиевый полевой шпат образует каемки вокруг плагиоклаза. По измерениям он относится к ортоклазу.

Кварц располагается в промежутках между породообразующими минералами. В качестве посторонних включений содержит калиевый полевой шпат, плагиоклаз, роговую обманку, иглы апатита и иногда магнетита.

Роговая обманка образует мелкие неправильные, редко призматические сдвойникованные зерна, неравномерно рассеянные в промежутках между кварцем и калиевым полевым шпатом. $CNg = 21^\circ$, $Ng - Np = 0,020$, $2v = -72^\circ$.

Акцессорные минералы те же, что и в кварцевых диоритах.

Порядок выделения минералов в породах разного петрографического состава первой фазы меняется, что вызвано процессами ассимиляции и местными условиями кристаллизации магмы. Однако определенно устанавливается, что в них главная масса плагиоклаза выделилась раньше остальных породообразующих минералов.

Отмечается более одной генерации одних и тех же минералов. Акцессории также принадлежат по крайней мере к двум, трем поколениям, причем их основная масса образовалась после главных породообразующих минералов.

Биотит и преобладающая часть кварца и калиевого полевого шпата являются постмагматическими и возникли в связи с внедрением гранитов.

Ниже приводится предполагаемый порядок кристаллизации главных минералов гибридных пород первой фазы:

1. Габброиды и габбро-диориты — а) главная масса плагиоклаза (I генерация) и некоторая часть пироксена (I генерация); б) главная масса пироксена (II генерация) и некоторая часть плагиоклаза (II генерация); в) коричневый амфибол; г) зеленый амфибол; д) постмагматический кварц и калиевый полевой шпат.

2. Диориты — а) плагиоклаз; б) зеленый амфибол; в) коричневый амфибол; г) постмагматический кварц и калиевый полевой шпат.

3. Кварцевые диориты — а) главная масса плагиоклаза (I генерация); б) амфибол (I генерация), плагиоклаз (II генерация); в) кварц, калиевый полевой шпат, некоторая часть амфибола (II генерация); г) постмагматический кварц, калиевый полевой шпат и биотит.

2. Породы второй фазы

Породы второй фазы представлены трещиноватыми розовыми гранитами. Под микроскопом различаются мелкозернистая, среднезернистая и микропорфировидная разновидности, причем последняя пользуется наибольшим развитием.

Результаты подсчетов количественно-минералогического состава и измерения плагиоклазов приведены в табл. 65.

Таблица 65

№ шлифа	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Биотит	Амфибол	Аксессуары	№ плагио-клаза
13	34	27	36	2	—	1	7
12	34	28,5	33	3,5	—	1	13
87	41	25	27,5	—	4	2,5	18
58	49	30	20	—	—	1	2
16	35	34,5	28	1,5	—	1	4
5 ³	61	20	13	—	4	2	10
43	66	17	8	5	—	4	8—24
43 ¹	58,5	22	9	6	—	4,5	6—13
68	63,5	12	14	3,5	3	4	9—14
17	47,5	21	29	—	—	2,5	8
20	40	22	31	4	—	3	6
21	45,5	20	28	3,5	—	3	9
26	48,5	18	25	5,5	—	3	6
70	55	15	20	6	—	4	8—14
73	60	14	15	—	7	4	6

Как видно из таблицы, эти породы отличаются от нормальных гранитов пониженным содержанием калиевого полевого шпата и часто кварца. Без исключения плагиоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом.

При уменьшении содержания калиевого полевого шпата они постепенно сменяются плагиогранитами. Но совместно с калиевым полевым шпатом нередко убывает и количество кварца при сохранении номера плагиоклаза и тогда породы приобретают такой состав, что трудно их отнести к какому-либо типу по существующей классификации. Последние являются гибридными породами, возникшими благодаря контаминации гранитной магмой пород первой фазы и боковых вулканогенных отложений основного состава. Если же учесть кислый состав плагиоклаза, некоторые из них близко стоят к гранодиоритам и плагиогранодиоритам.

Необходимо отметить, что широкие колебания в относительном содержании породообразующих минералов наблюдаются и в тех частях гранитов, которые не обнаруживают какой-либо связи с явлениями ассимиляции. В частности, постепенный переход гранитов в плагиогранит всегда совершается без видимой связи с процессами гибридизма.

Таблица 66

№ шлифа	2V	∠ (001)		
		Ng	Nm	Np
9	72°	72°	18°	85°
9	80°	88°	12°	79°
12	77°	84°	14°	78°
16	86°	86°	8°	74°
17	86°	88°	10°	78°
13	85°	88°	16°	70°
13	88°	83°	18°	76°
20	77°	90°	8°	82°
53	80°	88°	17°	72°
87	85°	86°	18°	80°

В табл. 66 приведены результаты измерения калиевого полевого шпата.

Как вытекает из таблицы, калиевый полевой шпат чаще всего относится к микроклину и редко — ортоклазу.

Мелкозернистые граниты состоят из плагиоклаза (35%), калиевого полевого шпата (34,5%), кварца (28%), незначительного количества биотита (1,5%) и акцессорных минералов (1%). Средние размеры — 0,5—0,7 мм. Плагиоклаз (№ 4) образует длиннопризматические, местами субпараллельно расположенные, побуревшие кристаллы, явно идиоморфные относительно калиевого полевого шпата и кварца. Калиевый полевой шпат интенсивно пелитизирован и слабо пертитизирован. Он замещает плагиоклаз, сохраняя его призматические очертания. Образует также ксеноморфные зерна, ассоциирующие с кварцем. Последний содержит мелкие реликты полевого шпата с контурами разъедания. Биотит представлен весьма мелкими пластинчатыми кристаллами, нацело замещенными хлоритом и магнетитом. Редко встречаются светло-коричневые зерна с низким двуупреломлением и слабым плеохроизмом.

Среднезернистые граниты слагаются из 49% плагиоклаза, 39% калиевого полевого шпата, 20% кварца и 1% акцессориев. Размеры минералов 1—3 мм. Полевые шпаты образуют пелитизированные гилидиоморфные призматические и таблитчатые кристаллы. По краям зерен калиевого полевого шпата нередко выступает микроклиновое решетчатая структура. Плагиоклаз отвечает № 2. Кварц встречается в виде неправильных зерен; нередко замещает полевые шпаты, включая в себя их мелкие реликты.

Микропорфировидные граниты являются резко преобладающими среди пород второй фазы. Под микроскопом они обладают отчетливо выраженной порфировой структурой. Структура мелкозернистой основной массы различна: аплитовая, аллотриоморфнозернистая, гилидиоморфнозернистая, микропегматитовая. Отдельная микропегматитовая структура встречается редко: обычно она сочетается с другими структурами.

Такое большое разнообразие структур, видимо, возникло в зависимости от местных условий кристаллизации магмы.

Порфировидные вкрапленники представлены исключительно плагиоклазом, образующим идиоморфные кристаллы,

окруженные каемкой калиевого полевого шпата. Порфири-
видные выделения нередко состоят из нескольких плотно при-
легающих зерен плагиоклаза. Размеры вкрапленников — от
1,5 до 3 мм. Количество их сильно варьирует от единичных до
обилия.

Плагиоклаз вкрапленников и основной массы имеет один
и тот же альбитовый или альбит-олигоклазовый состав, что
является следствием альбитизации. Иногда в середине вкрап-
ленников наблюдаются реликты первоначального плагиокла-
за, представленного прозрачным кислым олигоклазом. В кон-
таминированных разновидностях эти реликты имеют состав
кислого андезина, отличающегося от альбитизированных уча-
стков свежестью и высоким рельефом.

Эти факты показывают, что первоначально плагиоклаз
имел состав олигоклаза, который в результате ассимиляции
пород первой фазы и вмещающих эффузивов юры приобрел
более основной состав (андезина), затем на последней стадии
эволюции магмы под воздействием натриевого метасоматоза
плагиоклаз преобразовался в альбит.

По правому притоку р. Цав (Кярхана) граниты на кон-
такте с туфобрекчиями порфиритов юры контаминированы и
обогащены роговой обманкой. Здесь плагиоклаз не подвер-
жен альбитизации, вследствие чего он имеет состав андезина
в центральных частях кристаллов, переходящего по перифе-
рии в олигоклаз.

Основная масса микропорфировидных гранитов слагает-
ся из плагисклаза, калиевого полевого шпата, кварца, не-
большого количества биотита, обыкновенной роговой обманки
и аксессуарных минералов. Роговая обманка присутствует в
контаминированных разновидностях, а биотит нередко отсут-
ствует. Размеры компонентов основной массы измеряются де-
сятками долей миллиметра.

Плагиоклаз образует короткопризматические, таблитча-
тые и аллотриоморфные зерна, которые замещаются по краям
калиевым полевым шпатом. Плагиоклаз преимущественно
идiomорфен по отношению к остальным главным минералам.

Калиевый полевой шпат представлен интенсивно пелити-
зированными неправильными зернами, прорастающимися тон-

кими пертитовыми вростками прозрачного альбита. Обычно по краям замещается кварцем.

Кварц присутствует в виде обычных ксеноморфных и более крупных изометричных зерен, содержащих незамещенные реликты калиевого полевого шпата с крайне неправильными контурами разъедания. Во многих шлифах он образует микропегматитовые вростки в калиевом полевым шпате и редко плагиоклазе.

В интенсивно альбитизированных разновидностях вкрапленники плагиоклаза прорастаются микропегматитовыми вростками кварца, что является результатом кварцитизации. В этом случае вростки кварца незакономерно развиваются то по периферии вкрапленников, то по их центральным частям, иногда же в виде клина они вдаются в центры плагиоклаза по плоскостям трещин спайности и двойниковым швам.

В редких случаях основная масса гранитов складывается почти из гранофира и небольшого количества самостоятельных зерен кварца и полевых шпатов. Здесь вкрапленники мелкие и имеют неправильные очертания вследствие замещения по краям гранофировой основной массой.

В контаминированных разновидностях гранитов уменьшается содержание кварца, калиевого полевого шпата; исчезает биотит и в некотором количестве появляется роговая обманка. Из аксессуарных минералов возрастает количество магнетита и появляется сфен.

В гранитах цветные минералы полностью разложены и замещены агрегатом хлорита и магнетита, к которым иногда примешиваются эпидот, серицит, карбонат и сфен. Сохранившиеся от разложения реликты цветных минералов светло окрашены со слабым плеохроизмом и низким двупреломлением. Свежая роговая обманка встречается в контаминированных, но не альбитизированных разновидностях. В них она образует неправильные зерна в интерстициях светлых минералов. $CNg = 21^\circ$, $Ng - Np = 0,014$, $2v = -68^\circ$.

Аксессуарные минералы гранитов представлены магнетитом, цирконом, апатитом и сфеном. В двух шлифах (16 и 5³) встречается также ортит. Если исключить магнетит, типоморфными аксессуарными минералами являются циркон и апатит, причем первый резко преобладает. Сфен появляется в конта-

минированных разновидностях или же представляет постмагматический минерал, развивающийся по цветным минералам.

Акцессорные минералы в основном приурочены к промежуткам между главными породообразующими минералами. Они часто ассоциируют с биотитом. Циркон и апатит в виде единичных кристаллов встречается и в полевых шпатах. Ортит представлен мелкими (0,2 мм и меньше) зернами, плеохроирующими почти от темного, темно-коричневого до желтовато-коричневого.

Порядок выделения минералов в разных пунктах гранитов меняется, что, по-видимому, объясняется местными условиями кристаллизации магмы.

Для равномернозернистых гранитов намечается следующий порядок выделения минералов: а) плагиоклаз; б) калиевый полевой шпат (I генерация), некоторая часть кварца (I генерация) и акцессориев; в) главная масса кварца (II генерация), биотит, отчасти калиевый полевой шпат (II генерация) и главная масса акцессориев.

В микропорфировидных гранитах кристаллизация минералов имела место в следующей последовательности: а) плагиоклаз вкрапленников (I генерация); б) главная часть плагиоклаза основной массы (II генерация); в) кварц (I генерация), калиевый полевой шпат (I генерация), некоторая часть плагиоклаза, (III генерация) и акцессориев; г) калиевый полевой шпат (II генерация), кварц (II генерация), биотит, главная масса акцессориев.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИ ИЗМЕНЕННЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Эти породы представлены альбититами и олигоклазитами, возникшими на контакте гранитов с контаминированными породами первой фазы.

Благодаря ассимиляции магмой вмещающих вулканогенных отложений, возникли гибридные породы основного состава, которые впоследствии на непосредственных контактах гранитов второй фазы преобразовались в новые типы пород — лейкократовые альбититы и олигоклазиты.

Метасоматические преобразования пород осуществлялись богатыми натрием растворами, причем структура исходных пород сохраняется. В них плагиоклаз преобразован в альбит и кислый олигоклаз под воздействием натриевого метасоматоза. Роговая обманка разложена и превращена в хлорит, карбонат, магнетит, сфен, эпидот, цоизит. Большая часть компонентов роговой обманки и магнетита вынесена. В незначительном количестве были привнесены кремнезем и калий с образованием кварца и калиевого полевого шпата. Содержание этих минералов сильно изменчиво не только в различных шлифах, но и в пределах одного и того же цулифа.

Таблица 67

Количественно-минералогический состав альбититов и олигоклазитов

Минералы	26 ¹	28	63 ¹	63 ²	Пределы колебания
Плагиоклаз	70	74	76	83	70—83
Кварц	6	8	2	8	2—8
Калиевый полевой шпат	5	9	1	3	1—9
Хлорит, эпидот	15	6	4	3	3—15
Карбонат	2	—	8	—	0—8
Апатит	—	—	2	—	0—2
Сфен	1	—	—	—	0—1
Магнетит	1	3	7	3	1—7
№ плагиоклаза	7	12	8	5	5

Как видно из табл. 67, рассматриваемые породы состоят из резко преобладающего плагиоклаза, представленного альбитом и редко олигоклазом. Остальные минералы, являющиеся продуктом разложения роговой обманки, присутствуют в резко подчиненном количестве.

Под микроскопом альбититы и олигоклазиты мелко- и среднезернистые породы.

В общей массе породы иногда встречаются редкие широкопризматические и таблитчатые порфиروبласты альбита, замещенные местами пятнышками более сильно пелитизированного калиевого полевого шпата.

Плагиоклаз представлен мутноватыми гипидиоморфными

призматическими и более мелкими таблитчатыми и неправильными кристаллами. Помимо пелитизации, он иногда интенсивно серицитизирован. По нему часто развиваются и чешуйки хлорита.

Кварц и калиевый полевой шпат тесно связаны между собой и в виде неправильных зерен располагаются в интерстициях плагиоклазовых кристаллов. На контакте кварца и полевых шпатов в последних наблюдаются весьма тонкие мirmekитовые вроски кварца.

Апатит образует удлиненные игольчатые кристаллы в плагиоклазе и короткие призмочки, ассоциирующие с магнетитом, хлоритом и другими вторичными минералами.

Сфен присутствует в виде темных и светло-бурых неправильных, редко клинообразных зерен, плеохроирующих в бурых тонах. Он ассоциирует с хлоритом и другими вторичными минералами.

Вторичные минералы — хлорит, эпидот, карбонат, сфен, магнетит—образовались большей частью не на месте, вследствие разложения роговой обманки, а компоненты амфибола и магнетита гибридных пород первой фазы перешли в метасоматизирующий раствор и затем частично переотлагались в виде новообразованных вышеперечисленных минералов. Об этом свидетельствуют: а) наличие микрожил и прожилов вторичных минералов, прорезающих альбититы и олигоклазиты; б) метасоматическое замещение альбита вторичными минералами; в) наличие крупных, хорошо кристаллизованных зерен карбоната, ассоциирующих с кварцем и калиевым полевым шпатом.

Альбититы возникли и в эндоконтактной зоне гранитов под воздействием натриевого метасоматоза. Подобные породы встречены в западной оконечности Цавского интрузива на периферии гранитов. Они состоят из 83% альбита (№5), 8% кварца, 3% калиевого полевого шпата, 3% хлорита и эпидота, 3% магнетита. Как видно, при метасоматическом преобразовании гранитов в альбититы были вынесены в большом количестве кварц и калиевый полевой шпат.

Альбититы обладают отчетливо выраженной порфиробластовой структурой. Порфиробласты подчинены основной массе и представлены пелитизированными призматическими

кристаллами альбита. Они нередко состоят из двух или более кристаллов альбита. Хлорит, эпидот и магнезит тесно связаны между собой и в виде мельчайших неправильных зерен приурочены к промежуткам между кристаллами альбита.

Альбититы встречаются также в виде небольших неправильных участков среди пород первой фазы в некотором удалении от гранитов.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Химические анализы интрузивных пород Цавской группы приведены в табл. 68. Анализы 4, 6, 7 и 17 произведены в химической лаборатории АрмГУ аналитиками И. Манукян. Анализы 1, 2, 3, 9, 11, 12, 14, 15 заимствованы у Г. А. Казаряна; 5, 10, 13 — у А. Н. Соловкина; 8, 16 — у Э. Г. Малхасяна.

Приведенные анализы, конечно, не отображают все разнообразие пород, но тем не менее они в общих чертах выявляют те специфические особенности вещественного состава, которые были установлены при микроскопическом исследовании.

Наиболее характерным признаком химизма пород первой фазы является их щелочный характер. Они обычно обладают повышенным содержанием щелочей против нормальных типов аналогичных пород. Особенно они характеризуются повышенным содержанием окисла натрия и потому обладают отчетливо выраженным натриевым обликом. Это объясняется интенсивной альбитизацией плагиоклаза под воздействием богатых натрием растворов, выделившихся из магмы второй фазы внедрения.

Натриевый облик имеют также породы второй фазы. Только редко окислы натрия и калия присутствуют в равном количестве. Это хорошо согласуется с данными по минералогическому составу (в породах второй фазы плагиоклаз всегда преобладает над калиевым полевым шпатом и только весьма редко они присутствуют приблизительно в равном количестве).

По сравнению со средними типами Дэли породы первой фазы отличаются повышенным содержанием окисла натрия,

часто общей суммы щелочей и повышенной величиной чисел a , n , но пониженным количеством окислов магния, кальция и пониженной величиной числа c .

Породы второй фазы отличаются от аналогичных пород Дэли повышенным содержанием окисла натрия и повышенной величиной чисел a , n , но пониженным количеством окислов кальция, калия и пониженной величиной числа c .

Таким образом, породы первой фазы обнаруживают почти те же специфические особенности химизма, которые присущи породам второй фазы. Это лишний раз доказывает, что породы первой фазы подвергались воздействию магмы второй фазы внедрения.

В качестве общих химических признаков для пород обеих фаз можно указать повышенное содержание окисла натрия, повышенную величину чисел a , n , но пониженное количество окисла кальция и соответственно пониженная величина числа c против средних типов Дэли.

В. ПОРОДЫ ЖИЛЬНОЙ ФАЗЫ

Жильные породы пользуются незначительным распространением и характеризуются небольшим разнообразием петрографического состава. Они представлены плагиоаплитами, аплитами, микропегматитами и измененными дайками основного состава. Аплиты и микропегматиты целиком тяготеют к выходам гранитов, с которыми и генетически связаны. Остальные разновидности приурочены к интрузивным породам первой фазы, причем плагиоаплиты относятся к жильным образованиям первого этапа, а дайки основного состава — к породам второго этапа. Последние настолько сильно изменены под воздействием второй фазы внедрения магмы, что почти сплошь слагаются из новообразованных минералов.

Плагиоаплиты образуют мелкие жилы северо-восточного простирания с падением на северо-запад под углом $65-70^\circ$. Мощность их 3—4 см.

Структура их аплитовая и переходная от аплитовой к гипидиоморфнозернистой. Они состоят из плагиоклаза (48%), кварца (28%), калиевого полевого шпата (17%), биотита

Химические составы интрузивных

пород Цавской группы

Окислы и числа Заварицкого	Породы пер								
	габбро	Габбро-диориты			Диориты			Кварц-дио	
		1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	48,18	53,50	55,0	53,90	57,25	58,38	58,2	63,71	60,49
TiO ₂	0,55	1,42	1,42	0,80	1,46	0,99	0,99	0,30	0,94
Al ₂ O ₃	19,98	15,44	14,96	18,20	21,33	17,2	17,25	18,95	16,40
Fe ₂ O ₃	2,27	3,88	5,99	3,08	2,00	2,85	2,96	4,48	3,77
Feo	6,71	8,15	4,54	4,46	2,07	3,59	3,59	0,38	3,35
Mno	0,17	0,19	0,16	0,28	—	—	—	0,13	0,14
Mgo	5,99	3,95	3,24	2,48	1,93	1,81	1,78	1,44	0,47
CaO	7,82	6,46	6,46	5,65	6,21	4,59	4,48	4,20	2,87
Na ₂ O	4,23	4,06	3,93	4,90	4,36	5,02	5,14	2,31	6,20
K ₂ O	0,31	1,43	2,91	0,53	1,12	1,64	1,70	1,79	2,60
H ₂ O	0,56	0,20	0,14	—	0,88	—	1,01	0,64	0,29
ppp	3,34	1,34	0,58	5,00	0,34	1,85	1,90	—	2,19
a	10,4	11,2	13,0	12,6	12,0	14,0	14,30	7,4	17,9
c	9,2	4,8	3,6	6,9	8,1	5,1	5,1	5,13	2,3
b	20,9	21,2	19,3	12,9	9,4	10,2	10,2	14,52	8,7
s	59,5	62,8	64,1	67,6	70,5	70,7	70,4	72,94	71,1
a'	—	—	—	—	23,0	—	—	52,87	—
f'	43,1	53,4	50,0	60,4	40,8	60,6	61,5	30,18	77,4
m'	51,9	31,9	28,0	35,6	36,2	31,6	31,5	17,0	8,9
c'	5,0	14,7	22,0	4,0	—	7,8	7,0	—	13,7
n	95,7	81,5	67,0	94,0	85,5	82,6	82,0	68,00	78,1

(6,5%) и аксессуарных минералов (0,5%). Средние размеры главных минералов—0,5—1 мм.

Плагиоклаз (№ 9—13) образует аллотриоморфные и гипидиоморфные призматические кристаллы. Среди общей массы породы редко выделяются более крупные (до 3 мм) широкотаблитчатые кристаллы плагиоклаза (№ 26).

Кварц встречается в виде неправильных зерен; нередко замещает полевые шпаты, включая в себя их реликты.

Калиевый полевой шпат представлен неправильными и редко более крупными призматическими кристаллами. Интенсивно пелитизирован и отчасти пертитизирован. В табл. 69

вой фазы					Породы второй фазы					
риты	Плагиогранодиориты гранодиориты,			Среднее	Граниты				Среднее	
	10	11	12		13	14	15	16		17
61,99	67,71	64,26	66,91	59,19	71,34	71,92	70,79	70,98	71,23	
0,51	0,50	1,00	0,26	0,86	0,46	0,29	0,30	0,40	0,36	
16,20	15,48	15 15	17,05	17,20	14,06	14,30	14,47	16,29	14,78	
2,09	4,54	2,06	—	3,07	2,31	1,58	3,17	2,34	2,35	
2,39	1,38	4,52	2,25	3,65	2,48	2,04	0,32	1,02	1,46	
—	0,07	0,11	—	0,10	0,03	0,05	0,03	—	0,03	
—	0,38	1,21	2,04	2,25	0,51	0,24	0,28	—	0,26	
2,54	0,71	2,69	2,32	4,67	1,21	0,56	2,20	1,00	1,24	
6,24	5,16	5,87	5,24	4,66	5,86	4,44	3,64	6,02	4,99	
4,10	2,20	2,35	1,21	1,86	1,23	3,92	3,65	1,70	2,62	
2,20	0,37	0,11	1,79	0,47	0,14	0,19	1,60	0,16	0,52	
—	1,64	1,04	—	0,50	—	0,45	—	0,64	0 27	
12,3	14,7	16,1	13,0	13,5	14,2	14,7	13,18	15,0	14,4	
4,8	0,9	2,0	2,7	5,1	1,3	0,7	2,63	1,2	1,4	
11,3	9,3	9,1	9,5	11,1	6,1	5,8	4,26	6,3	5,8	
71,6	75,1	72,8	74,8	70,3	78,4	78,8	79,97	77,5	78,4	
—	40,0	—	42,3	—	19,6	40,0	19,04	56,3	34,1	
36,4	54,3	66,7	22,5	57,3	64,4	54,4	70,0	43,7	57,9	
38,6	5,7	20,0	35,2	35,6	13,0	5,6	11,11	0	8,0	
25,2	—	13,3	—	7,1	—	—	—	—	—	
72,0	74,8	80,0	86,6	79,2	88,0	63,4	60,5	84,0	74,3	

приведены результаты измерения калиевого полевого шпата плагиоаплитов и аплитов.

Как видно из табл. 69, по ориентировке оптической индикатрисы калиевый полевой шпат как плагиоаплитов, так и аплитов ближе к микроклину.

Биотит почти целиком замещен хлоритом, к которому примешиваются магнетит, эпидот и сфен. Редко встречаются светло-коричневые кристаллы со слабым плеохроизмом и низким двупреломлением (0,017).

Аксессуарные минералы представлены черным рудным минералом и цирконом. Последний в виде мелких

кристаллов располсжен в породообразующих минералах и в промежутках между ними.

Таблица 69

Название пород	№ шлифа	2V	⊥ (001)		
			Ng	Nm	Np
Плаггиоаплит	92	86°	87°	14°	76°
Среднезернистый аплит	2 ¹	70°	86°	13°	78°
" "	2 ²	68°	89°	13°	78°
" "	2 ²	74°	88°	14°	80°
Мелкозернистый аплит	2 ³	76°	88°	15°	76°
" "	2 ³	81°	88°	16°	76°

Аплиты приурочены к мелким крутопадающим трещинам. Мощность их 8—10 см. Среди них различаются мелкозернистая и среднезернистая разновидности.

Мелкозернистые аплиты слагаются из плагиоклаза (20%), калиевого полевого шпата (40%), кварца (38,5%), незначительного количества биотита и аксессуарных минералов (1%). Структура аплитовая, местами микропегматитовая. Главные породообразующие минералы представлены мелкими (0,3—0,6 мм) аллотриоморфными зернами; редко плагиоклаз встречается в виде призматических кристаллов, идиоморфных относительно остальных минералов. Местами сравнительно крупные зерна калиевого полевого шпата прорастаются микропегматитовыми вростками кварца. Плагиоклаз отвечает № 11. Редкие зерна биотита разложены и замещены псевдоморфозным агрегатом хлорита, эпидота, сфена и магнетита. Аксессуары представлены черным рудным минералом и весьма мелкими зернами высокопреломляющего минерала, сходного с цирконом.

Среднезернистые аплиты состоят из плагиоклаза (28%), калиевого полевого шпата (35,5%), кварца (35%) и аксессуарных минералов (1,5%). Структура переходная от гипидиоморфнозернистой к аплитовой. Средние размеры главных минералов — 0,6—2 мм. Плагиоклаз образует как аллотриоморфные, так и гипидиоморфные призматические

кристаллы. По составу он относится к альбиту (№ 9) и кислому олигоклазу (№ 13). Калиевый полевой шпат присутствует в виде неправильных интенсивно пелитизированных зерен, содержащих разъемные реликты плагиоклаза и тонких пертитовых вростков альбита.

Среднезернистые аплиты, секущие гибридные породы первой фазы, содержат (до 3—4%) роговую обманку. Последняя представлена светло-зелеными неправильными зернами, ассоциирующими с плагиоклазом. Почти повсеместно она обесцвечена и нередко замещена агрегатом хлорита, эпидота, магнетита и сфена.

Роговая обманка и часть плагиоклаза попали в аплитовый расплав из вмещающих пород первой фазы. Поэтому кристаллы роговой обманки подвергались магматической коррозии с образованием обесцвеченных скелетообразных зерен. Об этом свидетельствует и то, что в контаминированных аплитах встречаются участки, слагающиеся лишь из плагиоклаза и роговой обманки, к которым примешиваются единичные зерна кварца и калиевого полевого шпата.

Акцессорные минералы — точечные зерна черного рудного минерала, иглообразные кристаллы апатита и мелкие призмочки циркона.

Микропегматиты встречаются весьма редко в виде незначительных по размерам жил. Они состоят из калиевого полевого шпата и небольшого количества плагиоклаза (№ 8—10). Первые два минерала находятся в микропегматитовом прорастании. Плагиоклаз образует мелкие короткопризматические кристаллы. В центре крупных кристаллов калиевого полевого шпата, прорастающегося микропегматитовыми вростками кварца, отмечаются более мелкие неправильные зерна плагиоклаза. По-видимому, плагиоклаз является наиболее ранним минералом.

В центральных частях пегматитовых жил встречаются крупные самостоятельные зерна кварца, промежутки между которыми выполнены эпидотом, цоизитом и сфеном. Эти минералы образовались позже пегматитов, и потому полевые шпаты на контакте с ними почти целиком превращены в бурое вещество. Сфен светло-бурый с едва заметным плеохроизмом; он обнаруживает сильную дисперсию биссектрис.

Измененные дайки первоначально, по-видимому, имели состав диоритов и диабазов. Они тяготеют к крутопадающим трещинам северо-западного и северо-восточного простирания. Мощность их колеблется от 0,5 до 2 м. Порфировая структура исходных пород сохраняется отчетливо.

Первоначальный плагиоклаз, образующий во вкрапленниках призматические кристаллы и в основной массе хаотично расположенные микролиты, подвержен натриевому метасоматозу и преобразован в буроватый альбит (№ 10), иногда олигоклаз (№ 14). Встречается также кислый андезит (№ 37)

Амфибол нацело разложен и замещен уралитом и псевдоморфозным агрегатом хлорита, эпидота, сфена, карбоната и вторичного магнетита. Оставшиеся от разложения реликты амфибола имеют светло-зеленый или светло-коричневый цвет со слабым плеохроизмом и низкими интерференционными окрасками.

В процессе натриевого метасоматоза был привнесен и кремнезем с образованием свободного кварца (до 3,5%).

Вторичные минералы в виде тонкозернистого агрегата выполняют промежутки между микролитами плагиоклаза; местами они замещают целые участки породы; карбонат заполняет и микротрещинки породы.

Таким образом, под воздействием магмы второй фазы дайки основного состава превратились в породы, состоящие из кислого плагиоклаза (от 52 до 60%), хлорита (от 21 до 28%), сфена и эпидота (от единичных зерен до 10,5%), кварца (от единичных зерен до 3,5%), магнетита (от 4,5 до 6%) и карбоната (от 4 до 10,5%).

В 2 км к востоку от с. Цав встречена измененная дайка, богатая кварцем. Она простирается в северо-западном направлении с падением на северо-восток под углом 70°.

Под микроскопом порода состоит из 42% плагиоклаза, 25% кварца, 28% хлорита + эпидота + карбоната + сфена + вторичного магнетита, 3% калиевого полевого шпата и 2% апатита.

По-видимому, первоначально дайка имела диоритовый состав. В ней весь амфибол замещен мелкозернистым агрегатом хлорита, эпидота, карбоната и вторичного магнетита. Плагиоклаз преобразован в олигоклаз (№ 13) и альбит

(№ 9). По нему развиваются хлорит и эпидот. Кварц мутноватый и в проходящем свете трудно отличается от плагиоклаза. Кварц содержит плгиоклаз и продукты разложения амфибола. Слегка побуревший калиевый полевой шпат местами в виде тонких каемок окружает плагиоклаз. Эпидот образует мелкие неправильные желтоватые зерна. Как видно из вышеприведенных данных, в породе много анатита, образующего мелкие иглообразные бесцветные кристаллы.

В 2,2 км к северо-востоку от с. Цав среди пород первой фазы встречена эпидот-альбитовая жила, простирающаяся в северо-восточном направлении с падением на северо-запад под углом 85° . Минералогический состав ее: эпидот (55%), альбит (34%), хлорит (7%) и карбонат (4%). Эпидот образует неправильные и короткопризматические грязно-желтоватые зерна, развивающиеся по альбиту (№ 7). Последний присутствует в виде крайне неправильных мутноватых зерен, представляющих незамещенные реликты в промежутках между эпидотовыми кристаллами. Редко встречаются призматические кристаллы альбита, по которому развиваются псевдоморфозы эпидота. Хлорит образует мелкие светло-зеленые радиально-лучистого сложения зерна, ассоциирующие с эпидотом.

На основании вышеизложенного материала составлена схема формирования интрузивов Цавской группы, представленная в табл. 70.

Г. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ И МИКРОЭЛЕМЕНТЫ В ИНТРУЗИВНЫХ И ЖИЛЬНЫХ ПОРОДАХ

Из главных петрографических типов интрузивных и жильных пород Цавской группы отбирались образцы для получения искусственных шлихов с целью изучения в них акцессорных минералов. Сведения о составе тяжелой неэлектромагнитной фракции искусственных шлихов приведены в табл. 71.

В составе тяжелой фракции, помимо указанных в таблице минералов, в виде единичных зерен попадают пирит и халькопирит.

Схема формирования интрузивов Цавской группы
Сомхето-Кафанской зоны

Фазы внедрения	Собственно интрузивная фаза			Фаза жильных пород	
	Главная интрузивная фация	Фация эндоконтактов	Фация сателлитов	Первый этап	Второй этап
I	Гранодиориты	а) Габбро б) Габбро-диориты в) Диориты г) Кварц-диориты и другие	а) Габбро-диориты б) Диориты в) Кварц-диориты	Плагиаоплиты	Диориты, диорит-порфиры и другие
II	Граниты	а) Гранодиориты б) Плагιοгранодиориты	—	1) Аплиты 2) Микропегматиты	—

Состав тяжелой неэлектромагнитной фракции (в %) искусственных шлихов из пород Цавской группы*

Фазы внедрения	Породы	№ № проб	Циркон	Апатит	Сфен	Рутил
I	Главной интрузивной фации	18 ⁶	65,8	18,8	15,4	—
		30	—	86,7	13,3	—
	Фации эндоконтактов	69	6,5	68,0	25,5	—
		40	9,7	48,8	38,7	2,8
		86	16,5	43,7	36,0	3,8
Жильной фазы 1 этапа (плаггиоаплиты)	9 ²	83,5	13,9	2,6	—	
II	Главной интрузивной фации	16	88,5	9,0	2,5	—
		12	90,7	7,5	1,8	—
		13	91,0	7,0	2,0	—
		17	89,0	10,0	1,0	—
	Фации эндоконтактов	5 ⁸	84,0	12,5	3,5	—
		60	81,0	12,7	6,3	—
	Жильной фазы 1 этапа (плаггиоаплиты)	2 ⁸	93,3	6,0	0,7	—

Рассмотрение табл. 71 позволяет сделать следующие выводы:

а. Для интрузивных пород комплекс акцессорных минералов представлен цирконом, апатитом и сфеном. Исключения составляют наиболее контаминированные габброиды, в которых циркон, как правило, отсутствует. В некоторых породах фации эндоконтактов первой фазы (диориты и кварцевые диориты) в составе акцессорных минералов встречается также рутил.

б. Жильные образования первого этапа наследуют ассоциацию руководящих акцессорных минералов интрузивных пород.

в. В направлении от первой фазы ко второй и от пород главной интрузивной фации к жильным образованиям первого этапа происходит резкое увеличение содержания циркона, но убывание апатита и сфена.

г. При переходе от пород главной интрузивной фации к гибридным породам фации эндоконтактов уменьшается количество циркона и возрастает содержание апатита и сфена. Изменения в относительном содержании акцессорных минералов в породах первой фазы несравненно резче, чем в гранитоидах второй фазы, что объясняется различной степенью контаминированности пород обеих фаз.

д. При повышении основности пород фации эндоконтактов первой фазы намечается тенденция к нарастанию количества апатита и уменьшению циркона.

е. В породах фации эндоконтактов первой фазы апатит резко преобладает над сфеном, которым подчинен циркон. Для остальных интрузивных и жильных образований циркон является доминирующим акцессорием, после которого второе место занимает апатит. Эта тенденция особенно хорошо наблюдается в породах главной интрузивной фации обеих фаз и в жилах первого этапа.

ж. В породах разных генетических типов и фаз одноименные акцессорные минералы отличаются друг от друга по некоторым типоморфным особенностям. Так, циркон пород главной интрузивной фации первой фазы представлен желтыми дипирамидальными кристаллами с укороченной призмой. Встречаются также бесцветные кристаллы с хорошо раз-

ьитой призмой и дипирамидой. В породах фации эндоконтактов он образует более мелкие темно-бурые изометричные и дипирамидальные кристаллы. В гранитах и жильных образованиях циркон встречается в виде весьма мелких бесцветных дипирамидальных кристаллов с укороченной призмой, а также в виде буроватых изометричных зерен, характеризующихся обилием простых форм.

Апатит образует мелкие бесцветные короткопризматические кристаллы в породах главной интрузивной фации первой фазы и более крупные вытянутые игольчатые кристаллы и нередко слегка мутноватые короткие толстые призмочки в фации эндоконтактов. В гранитах и жильных образованиях первого этапа апатит чаще всего представлен бесцветными весьма мелкими дипирамидами.

Сфен пород первой фазы характеризуется более крупными размерами и бурым цветом, в то время как тот же минерал гранитов обычно желтый и меньших размеров. Вообще при возрастании степени контаминированности пород размеры апатита и сфена нередко увеличиваются.

В табл. 72 показано поведение микроэлементов в акцессорных минералах пород обеих фаз Цавской группы.

Приведенные в таблице данные показывают следующее:

а. Все акцессорные минералы характеризуются постоянным присутствием из группы петрогенных элементов кремния, алюминия, магния, кальция; из группы элементов железа—титана, железа; из редких элементов — циркония.

б. Содержание некоторых из отмеченных микроэлементов изменяется как в различных акцессориях, так и в одноименных акцессорных минералах разных пород. Например, количество магния и кальция в цирконах меньше, чем в остальных акцессориях. Намечается тенденция к убыванию содержания магния, железа и титана в акцессорных минералах при переходе от ранних гранитоидов к поздним.

в. Некоторые микроэлементы обнаруживают связь с определенными акцессорными минералами: гафний типичен для цирконов; марганец — для сфенов и рутила; иттрий и иттербий — для циркона, апатита и сфена пород второй фазы.

г. Наблюдается тенденция к нарастанию содержания лантана и церия в апатитах и сфенах при переходе от первой фа-

Распределение микроэлементов в акцессорных минералах интрузивных пород Цавской группы

Элементы	Циркон		Апатит		Сфен		Рутил
	I	II	I	II	I	II	I
Кремний	>1	>1	>1	>1	>1	>1	0,01
Алюминий	0,01	0,1	0,01	0,01	0,1	0,01	0,1
Магний	0,001	0,001	0,1	0,01	0,1	0,01	0,1
Кальций	0,1	0,1	>1	>1	>1	>1	0,1
Натрий	—	—	—	—	—	—	—
Барий	—	—	—	—	0,001	—	0,01
Стронций	—	—	—	—	—	—	—
Фосфор	—	—	>1	>1	—	—	—
Железо	0,01	0,001	0,01	0,001	0,01	0,001	0,01
Титан	0,001	0,001	0,01	0,001	>1	0,1	>1
Ванадий	—	—	0,01	0,001	—	—	0,01
Марганец	—	—	—	—	0,01	0,001	0,001
Молибден	—	—	—	—	—	—	—
Свинец	—	—	—	—	—	—	—
Цирконий	>1	>1	0,001	0,01	0,001	0,001	0,001
Гафний	0,01	0,1	—	—	—	—	—
Церий	<1	—	0,001	0,01	0,001	0,01	—
Лантан	0,1	—	0,001	0,01	0,001	0,01	—
Иттрий	—	0,001	—	0,001	—	0,001	—
Иттербий	—	0,001	—	0,001	—	0,001	—
Скандий	—	0,001	—	—	—	—	—
Сурьма	—	—	—	—	—	—	—
Мышьяк	0,1	—	—	—	—	—	—

I—породы первой фазы, II—породы второй фазы.

зы ко второй. Наибольшее содержание лантана и церия устанавливается в цирконе пород первой фазы.

д. Наибольшее количество микроэлементов констатируется в цирконах и наименьшее — в рутиле.

е. К непостоянным микроэлементам относятся барий, скандий и мышьяк.

Для выяснения поведения микроэлементов в гранитоидах и связанных с ними жильных образованиях рассматриваемой группы было произведено 150 спектральных полуколи-

чественных анализов, на основании которых составлена таблица 73.

Рассмотрение приведенной таблицы и имеющихся спектральных анализов выявляет следующие особенности поведения микроэлементов.

а. Некоторые микроэлементы постоянно присутствуют во всех интрузивных и жильных породах. К ним относятся титан, ванадий, медь, цирконий и галлий. Они установлены во всех анализированных пробах. Только частота встречаемости циркония и галлия незначительно падает в породах фации эндоконтактов первой фазы.

б. Указанные ведущие микроэлементы обнаруживают различные содержания в породах разных фаз и фаций. Так, в направлении от ранних гранитоидов к поздним, а также от пород главной интрузивной фации к жильным образованиям первого этапа намечается тенденция к возрастанию содержания циркония и галлия, но уменьшению меди, титана и часто ванадия. Прямо противоположная картина наблюдается при переходе от пород главной интрузивной фации к гибридным образованиям фации эндоконтактов.

В породах главных интрузивных фаций и жильной фазы первого этапа ванадий и титан присутствуют в кларковых и ниже кларковых содержаниях, а в породах фации эндоконтактов первой фазы — выше кларков. Обратную тенденцию обнаруживают галлий и отчасти цирконий.

В гранитах медь обычно содержится в кларковых и ниже кларковых количествах, но в гранитоидах первой фазы нередко встречается выше кларковых в несколько раз.

в. Неравномерное содержание всех микроэлементов наблюдается также в породах главной интрузивной фации обеих фаз и в жилах одинакового состава из различных частей интрузива.

г. К типичным микроэлементам относятся бериллий, иттербий и иттрий, которые обнаружены в резко преобладающих пробах. Частота их встречаемости возрастает в направлении от ранних гранитоидов к молодым и от пород главной интрузивной фации к жильным образованиям первого этапа. Обратная картина наблюдается при переходе от пород главной интрузивной фации к породам фации эндоконтактов. Бе-

Распределение микроэлементов

Фазы введ- рения	Породы	Ti	V	Ni	Co	Cr	Cu	Zn
I	Главной интрузивной фации	100	100	28	24	8	100	10
	Фации эндоконтактов	100	100	80	74	65	100	12
	Жильной фазы I этапа (плагноаплиты)	100	100	6	6	4	100	—
II	Главной интрузивной фации	100	100	8	4	2	100	6
	Фации эндоконтактов	100	100	16	12	6	100	8
	Жильной фазы I этапа (аплиты)	100	100	—	—	—	100	—

¹ Цифры показывают проценты проб, в которых обна-

рилий и иттербий присутствуют обычно более, чем в кларковых содержаниях, а иттрий— ниже.

д. Никель, кобальт и хром являются характерными микроэлементами для пород фации эндоконтактов первой фазы. Частота встречаемости и содержания их резко уменьшается в гранитах и плагноаплитах, а в аплитах они полностью исчезают. По частоте встречаемости первое место занимает никель, затем идут кобальт и хром. Однако в породах фации эндоконтактов первой фазы количество хрома больше, чем никеля и кобальта. Здесь отмечаются повышенное по сравнению с кларками содержание хрома в 5, иногда 100 и больше раз.

е. Намечается тенденция к возрастанию частоты встречаемости бария и скандия при переходе от пород главной интрузивной фации к фации эндоконтактов. В жильных образованиях первого этапа скандий отсутствует, а барий встречается весьма редко. Барий, как правило, присутствует в сотых долях процента, скандий — в тысячных, реже сотых (в гибридных разновидностях).

ж. К непостоянным микроэлементам относятся цинк, свинец, молибден, стронций, олово, вольфрам и гафний. В боль-

в породах Цавской группы

Pb	Mo	Ba	Sr	Sc	Be	Zr	Ga	γb	γ	Sn	W	Hf	B
—	8	70	2	60	90	100	100	66	66	2	—	2	76
4	—	76	4	68	70	98	98	36	36	—	2	—	76
—	4	8	—	—	96	100	100	70	69	—	—	—	—
2	18	69	2	40	96	100	100	86	86	2	—	2	60
4	6	76	2	48	88	100	100	80	78	—	—	—	66
—	10	6	—	—	100	100	100	90	98	—	—	—	—

ружен данный элемент.

шинстве анализированных проб установлен бор, который связан с трегичным интрузивным комплексом соседнего Мегри-Сисианского района.

з. Жильные образования первого этапа наследуют комплекс характерных микроэлементов соответственных пород главной интрузивной фации.

С целью выявления микроэлементов из пород каждой фазы были приготовлены по 4 специальных пробы. Общий вес каждой пробы равнялся 5—6 кг, причем после дробления велась промывка до исчезновения мути. После этого полученная проба сокращалась квартованием до необходимой навески. Результаты спектрального анализа этих проб приведены в табл. 74.

Как видно из таблицы, приготовленные указанным путем пробы позволили установить наличие в гранитоидах Цавской группы таких редких элементов, как церий и лантан. С другой стороны, спектральный анализ специальных проб показал, что для пород обеих фаз наиболее характерными микроэлементами, действительно, являются титан, ванадий, медь, цирконий, галлий и бериллий. Интересно, что во всех четырех пробах пород первой фазы обнаружены никель, хром, цинк,

Результаты спектрального анализа специальных проб пород
Цавской группы

Элементы	Породы I фазы				Породы II фазы			
	2	2 ¹	3	3 ¹	1	1 ¹	4	4 ¹
Ванадий	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Никель	>0,001	>0,001	0,001	0,001	—	—	—	—
Хром	0,01	0,01	<0,01	<0,01	—	—	—	—
Медь	<0,01	<0,01	<0,01	>0,001	>0,001	>0,001	>0,001	>0,001
Цинк	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	—	—	—	—
Скандий	<0,01	0,01	<0,01	0,01	—	—	—	—
Барий	0,01	0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Стронций	0,1	0,1	0,1	0,1	—	—	—	—
Бериллий	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
Цирконий	0,001	0,001	0,001	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Галлий	>0,001	>0,001	>0,001	>0,001	>0,001	>0,001	>0,001	>0,001
Иттербий	—	—	—	—	0,001	0,001	0,001	0,001
Церий	—	—	<0,1	—	—	<0,1	—	<0,1
Лантан	—	—	0,01	—	—	0,01	—	0,01

скандий и стронций, которые отсутствуют во всех пробах пород второй фазы. Последние отличаются присутствием иттербия.

Д. КСЕНОЛИТЫ

В интрузивных породах Цавской группы отмечается большое количество беспорядочно расположенных ксенолитов вмещающих эффузивов основного состава. Главная масса их приурочена к породам первой фазы.

Результаты подсчета количественно-минералогического состава и определения состава плагиоклаза ксенолитов приведены в табл. 75.

Таблица 75

Количественно-минералогический состав и № плагиоклаза ксенолитов в породах Цавской группы

Минералы	№ шлифа					
	74	16 ¹	1 ¹	15 ²	19	632
Плагиоклаз	53	49	61	57	56	78
Кварц	—	6	5	6	10	3
Калиевый полевой шпат	—	5	1,5	4	8	—
Амфибол	40	33	27	26	20	—
Биотит	—	—	0,5	—	—	—
Акцессории	7	7	5	7	6	6
Хлорит	—	—	—	—	—	10
Карбонат	—	—	—	—	—	3
№ плагиоклаза	30	28	26	8—14	7—14	5

Состав ксенолитов зависит от степени переработанности и от состава вмещающих их интрузивных пород. Так, в кварцевых диоритах и более основных породах первой фазы они имеют диоритовый состав и сильно обогащены роговой обманкой. Такие ксенолиты мелкозернистые (десятые и сотые доли мм), темные породы, состоящие из плагиоклаза (53%), роговой обманки (40% и более) и акцессорных минералов (7%).

Плагиоклаз образует короткопризматические неотчетливо сдвойникованные кристаллы, по которым развиваются серицит и роговая обманка. Он чаще всего отвечает № 30.

Роговая обманка представлена короткопризматическими и неправильными зернами, замещенными хлоритом и сфеном. Она окрашена в зеленый и буроватый цвета со слабым обычным плеохризмом. $CNg = 18^\circ$, $Ng-Np = 0,017$, $2v = -72^\circ$.

Редко встречается также моноклинный пироксен в виде нехорошо оформленных слегка зеленоватых зерен, относимых по оптическим свойствам к ферроавгиту.

Из акцессорных минералов отмечается очень много магнетита, сфена и апатита.

Эти сравнительно слабо переработанные ксенолиты встречаются редко и то в значительном удалении от гранитов. Вблизи последних ксенолиты, совместно со вмещающими интрузивными породами первой фазы, подвержены кварцитизации, а также натриевому и калиевому метасоматозу. Из этих процессов наиболее широко проявлен натриевый метасоматоз, благодаря чему первоначальный плагиоклаз (андезинового состава) преобразован в олигоклаз, альбит-олигоклаз и даже альбит.

При прочих равных условиях интенсивность указанных процессов находится в зависимости от пространственного расположения ксенолитов по отношению к гранитам второй фазы. При приближении к последним увеличивается интенсивность кварцитизации калиевого и особенно натриевого метасоматоза. Это свидетельствует о том, что эти процессы в ксенолитах целиком вызваны внедрением пород второй фазы.

Такие ксенолиты более сильно переработаны, перекристаллизованы и характеризуются сравнительно крупными размерами слагающих их минералов (от 0,5 до 1 мм и более). Они пользуются наибольшим распространением. В них появляются кварц, калиевый полевой шпат, реже чешуйки биотита, но значительно убывает содержание роговой обманки и магнетита (№№ 16¹, 12² и 15² в табл. 75).

Роговая обманка хлоритизирована и обесцвечена, местами нацело замещена псевдоморфозным агрегатом хлорита и магнетита. Разложение ее особенно сильно проявлено на местах сконцентрирования кварца, калиевого полевого шпата и альбита. Это говорит о том, что амфиболизация предшествовала кварцитизации, калиевому и натриевому метасоматозу.

Плагиоклаз образует мутноватые короткопризматические

и несколько удлиненные кристаллы, подверженные альбитизации, серитизации и пелитизации. Состав его варьирует от № 8 до № 28.

Калиевый полевой шпат и кварц тесно ассоциируют между собой, иногда давая микропегматитовое прорастание. Оба минерала распределены неравномерно, причем местами ксенолит лишен их (в пределах отдельных шлифов). Они в виде неправильных зерен располагаются в промежутках между кристаллами остальных минералов; калиевый полевой шпат образует также оторочки вокруг плагиоклаза.

Ксенолиты вулканогенных пород основного состава внутри гранитов отличаются от вышеописанных повышенным содержанием кварца, калиевого полевого шпата, но пониженным — роговой обманки и магнетита (№ 19 в табл. 75).

В них плагиоклаз преобразован в альбит-олигоклаз и альбит. Калиевый полевой шпат образует более крупные кристаллы и нередко замещает целые зерна плагиоклаза, включая в себя реликты с контурами разъедания. Кварц также представлен сравнительно крупными зернами; часто замещает плагиоклаз и калиевый полевой шпат. Роговая обманка сильно разложена и замещена агрегатом хлорита, магнетита, эпидота, сфена.

В гранитах встречаются и более интенсивно измененные ксенолиты, превращенные в полнокристаллические альбититы.

Они очень сходны с аналогичными породами, возникшими на контакте гранитов с гибридными породами первой фазы.

Макроскопически это мелкозернистые, равномернозернистые, лейкократовые пепельно-серого цвета породы, имеющие со вмещающими гранитами то ли ясные резкие контакты, то ли расплывчатые границы. В последнем случае ксенолиты сливаются с массой вмещающих пород второй фазы, но они бросаются в глаза наблюдателя в силу своего пепельно-серого цвета. Они состоят из резко доминирующего альбита и незначительного количества кварца, хлорита, карбоната, сфена, апатита (№ 63² в табл. 75).

Если сопоставить между собой минеральный состав этих и предыдущих ксенолитов, легко убедиться, что в гранитах они сначала обогатились кварцем и калиевым полевым шпа-

том, а затем из них были вынесены эти минералы в процессе натриевого метасоматоза. Роговая обманка полностью разлагалась, причем основная часть ее компонентов была вынесена, а другая часть преобразовалась в новые минералы.

Альбит (№ 5) образует слабо побуревшие гипидиоморфные кристаллы. В общей мелкозернистой массе выделяются редкие крупные (до 3,5 мм) порфиробласты альбита.

Кварц замещает породу в виде небольших участков, вызывая интенсивную пелитизацию плагиоклаза.

Амфибол целиком разложен и замещен хлоритом и сфеном, к которым иногда примешиваются магнетит и эпидот. Редко наблюдаются реликты амфибола, окрашенного в светло-зеленый цвет с едва заметным плеохроизмом и низким двупреломлением.

Очень много сфена, образующего характерные клинообразные и неправильные зерна, окрашенные в светло-бурый цвет с заметным плеохроизмом. Порода переполнена апатитом, представленным иглообразными кристаллами, расположенными исключительно в альбите.

Под микроскопом в шлифах гранитов встречаются весьма мелкие ксенолиты, измеряемые несколькими миллиметрами. Эти разрозненные посторонние тела представлены альбититами, кварцсодержащими и редко биотитовыми альбититами. Это все свидетельствует о том, что в становлении вещественного состава пород второй фазы процессы ассимиляции играли большую роль.

Е. КОНТАКТОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Контактовое воздействие интрузивных пород на вмещающие эффузивы основного состава выражается в образовании роговиков, характеризующихся небольшим разнообразием петрографического состава.

Поскольку вмещающие породы представлены вообще однообразными порфиритами и их пирокластическими производными, состав роговиков находится в тесной связи от состава интрузивных пород.

В связи с породами первой фазы возникли плагиоклаз-амфиболовые и редко плагиоклаз-амфибол-пироксеновые ро-

говики. Под воздействием магмы второй фазы образовались альбит-эпидотовые и олигоклаз-амфиболовые роговики.

Судя по слабой перекристаллизации порфиритов даже у непосредственных контактов гранитов и незначительной ширине контактового ореола, магма второй фазы обладала большой тепловой энергией.

Породы первой фазы вызвали, главным образом, амфиболитизацию, в то время как с внедрением гранитов второй фазы связана широкая альбитизация и отчасти кварцитизация.

В некотором удалении от Цавского интрузива наблюдаются эпидотизация и хлоритизация порфиритов, которые при приближении к контактам местами превращены в эпидозиты.

Микроскопические исследования показывают, что в первых двух типах роговиков амфибол образовался как за счет исходных вулканогенных пород, так и за счет привнесенных из магмы компонентов, т. е. происходило удаление из магмы железа, магния и др. элементов во внешнюю оболочку.

В роговиках, образовавшихся внедрением гранитов, амфибол возник на месте за счет компонентов исходных пород, а плагиоклаз преобразовался в альбит и альбит-олигоклаз под воздействием натриевого метасоматоза. При образовании этих роговиков имело место удаление из кислой магмы во внешнюю оболочку натрия и отчасти кремния.

Результаты подсчета количественно-минерального состава и измерения плагиоклаза роговиков приведены в табл. 76.

Плагиоклаз - амфибол - пироксеновые роговики слабо перекристаллизованные породы, состоящие из плагиоклаза, амфибола, моноклинного пироксена и магнетита

Плагиоклаз представлен короткопризматическими и более мелкими неправильными зернами. По составу он отвечает андезину (№ 43), но иногда подвержен натриевому метасоматозу и преобразован в олигоклаз (№ 13). Редко отмечаются реликты лабрадора.

Роговая обманка присутствует в виде неправильных не вполне оформившихся светло-зеленых зерен со слабым плеохроизмом и низким двупреломлением.

Моноклинный пироксен представлен слегка зеленоваты-

Количественно-минералогический состав и № плагиоклаза контактово измененных пород Цавской группы

№ шлифа	15 ³	23	23 ¹	53	52 ¹	52
Минералы						
Плагиоклаз	53	79	60	86	81	61
Амфибол	30	15	35	8	8	6
Пироксен	10	—	—	—	—	—
Акцессории	7	6	5	6	5	2
Эпидот	—	—	—	—	3	26
Хлорит	—	—	—	—	3	5
№ плагиоклаза	13—43	33—54	50—57	12(8)	12(7)	8

15³—плагиоклаз-амфибол-пироксеновый роговик

23, 23¹—плагиоклаз-амфиболовые роговики

53 52¹—олигоклаз-амфиболовые роговики (плагиоклизиты)

52—альбит-эпидотовый роговик.

ми, иногда sdвойниковаными зернами с неотчетливой спайностью.

В альбитизированных разновидностях в незначительном количестве присутствует кварц, приуроченный к промежуткам между плагиоклазовыми кристаллами.

Плагиоклаз - амфиболовые роговики не особенно сильно перекристаллизованные породы с часто сохраняющейся реликтовой порфириковой структурой. Минералогический состав их: плагиоклаз (60—79%), роговая обманка (15—35%) и акцессории (5—6%).

Структура порфиробластовая с мелкозернистой и тонкозернистой основной массой. Порфиробласты представлены широкопризматическими кристаллами плагиоклаза (№ 33—57) и редко роговой обманкой. Последняя образует короткопризматические грязно-зеленые и светло-зеленые кристаллы с неотчетливой спайностью. Судя по форме, она является псевдоморфозом по пироксену. $CNg = 17-20^\circ$, $Ng-Np = 0,023$, $2v = -74^\circ$. Иногда целые порфиробласты плагиоклаза заме-

щены тонким псевдоморфозным агрегатом роговой обманки.

Основная масса состоит из плагиоклаза, роговой обманки, магнетита, незначительного количества сфена, апатита, эпидота, хлорита и кварца. Местами целые участки основной массы замещены тонким псевдоморфозным агрегатом роговой обманки, образующей пластинчатые и сноповидные зерна.

Олигоклаз - амфиболовые роговики очень слабо перекристаллизованные породы, состоящие из резко преобладающего плагиоклаза (81—86%), роговой обманки (8%), аксессуарных минералов (5—6%), иногда эпидота (до 3%) и хлорита (до 3%).

Структура порфиробластовая, причем порфиробласты представлены призматическими кристаллами олигоклаза и более мелкими короткопризматическими, часто сдвойникованными зернами роговой обманки. По плагиоклазу развиваются серицит, эпидот и роговая обманка. Последняя является псевдоморфозом по пироксену и обычно обесцвечена.

На ранней стадии термометаморфизма в исходных породах, по-видимому, образовалась пироксен, который несколько позже замещался роговой обманкой. Последняя разлагалась в процессе натриевого метасоматоза.

Альбит - эпидотовые роговики мелкозернистые, равномернозернистые породы, состоящие из альбита (62%), эпидота (26%), роговой обманки (6%), хлорита (5%), магнетита (1%) и сфена (1%).

Альбит (№ 8) представлен слегка побуревшими, хаотично расположенными удлиненными кристаллами.

Эпидот присутствует в виде неправильных грязно-желтоватых зерен, ассоциирующих с хлоритом. Среди общей альбитовой массы он нередко образует кучные скопления, обладающие роговиковой структурой. Встречаются также неправильные микрожилы эпидота более одной генерации.

Роговая обманка представлена мелкими светло-зелеными зернами, часто располагающимися в интерстициях альбитовых кристаллов.

Хлорит образует чешуйки и неправильные зерна в промежутках между кристаллами альбита. Он замещает эпидот и альбит.

Сфен ассоциирует с эпидотом; образует мелкие неправильные и клинообразные зерна, плеохроирующие в буроватых тонах; иногда обнаруживает дисперсию биссектрис.

Очень мало магнетита. По-видимому, он израсходован для новообразованных минералов и частично вынесен.

В южной экзоконтактовой зоне Цавского интрузива по реке Кярхана (правый приток р. Цав) на контакте гранитов туфобрекчии порфиринов юры довольно сильно альбитизированы и отчасти окварцованы. Однако туфобрекчии почти не перекристаллизованы и полностью сохраняют первоначальную обломочную структуру. В них кристаллы плагиоклаза преобразованы в альбит (№ 7—10) и кислый олигоклаз.

Отдельные обломки порфиринов в туфобрекчии превращены в мелкозернистые альбититы с выделением некоторого количества магнетита, хлорита и изредка роговой обманки. Кварц образует небольшие скопления с роговиковой и мозаичной структурой по контактовым линиям обломков и цементирующих вулканических материалов.

В табл. 77 приведены результаты обработки 285 спектральных анализов контактово измененных пород Цавской группы. Спектральные анализы заимствованы у Ж. М. Григоряна.

Как показывают приведенные в таблице данные, во вмещающих измененных породах спектрально установлены характерные для гранитоидов микроэлементы. Однако в них обнаружены тантал, висмут, мышьяк, индий, ртуть и таллий, которые отсутствуют в гранитоидах. Наоборот, лантан и церий, встреченные в гранитоидах, отсутствуют в измененных породах. Для последних также ведущими микроэлементами являются ванадий, медь, цирконий и галлий.

Большой частотой встречаемости пользуются барий, бериллий, никель, хром, бор, иттербий, иттрий. Интересно, что последние два элемента тесно связаны между собой — там, где есть иттербий, совместно с ним присутствует и иттрий.

К редким микроэлементам относятся кобальт, молибден, цинк, стронций, вольфрам, скандий и к редчайшим — олово, гафний, таллий, висмут, мышьяк, индий, ртуть.

В качестве общего признака для интрузивных и изменен-

Распределение микроэлементов в контактово измененных породах, связанных с интрузивами Цавской группы

Элементы	Количество случаев				
	следы 0—0,01%)	мало (0,01%)	есть (0,1%)	много (1%)	нет (0%)
Ванадий	125	148	—	—	12
Никель	151	1	—	—	133
Кобальт	29	4	1	—	251
Хром	112	90	19	—	64
Медь	45	202	38	—	0
Цинк	0	26	8	—	251
Молибден	90	13	3	—	179
Скандий	138	3	—	—	144
Барий	—	214	—	31	40
Стронций	—	26	—	—	259
Бериллий	230	1	—	1	56
Цирконий	115	124	14	—	32
Галлий	179	104	—	—	2
Иттербий	174	1	—	—	110
Иттрий	174	1	—	—	110
Олово	1	1	—	—	283
Вольфрам	2	28	—	—	255
Гафний	1	12	—	—	272
Тантал	1	—	—	—	284
Бор	190	25	—	—	70
Висмут	3	—	—	—	282
Мышьяк	15	—	—	—	270
Индий	12	—	—	—	273
Таллий	15	—	—	—	260
Ртуть	18	—	—	—	267

ных пород можно отметить отсутствие ниобия, серебра, сурьмы, германия, урана, тория, теллура, золота, платины, лития и кадмия.

III. КЕДАБЕК-ДАШКЕСАНСКАЯ ГРУППА ИНТРУЗИВОВ

А. ОБЩИЕ ДАННЫЕ

Эта группа находится на территории Азербайджанской ССР, в бассейнах рр. Джагирчай, Шамхорчай, Кашкарачай и Гянджачай (фиг. 51). Петрографический материал по ней имеется в работах Е. С. Федорова (1903¹, 1903²), К. Н. Паффенгольца (1932, 1948), А. Н. Соловкина (1939, 1940), Г. А. Крутова (1935, 1937), И. Н. Ситковского (1938, 1941¹), В. Н. Котляра (1940², 1947), Ш. А. Азизбекова (1944, 1947¹, 1952³), М. А. Кашкая (1940, 1955), Р. Н. Абдуллаева (1958², 1959, 1961), Г. И. Керимова (1955) и др. Наиболее детальные петрографические исследования проведены Ш. А. Азизбековым, данными которого мы в основном пользуемся.

Кедабек-Дашкесанская группа образует широкую полосу северо-западного простирания, внутри которой отдельные массивы представлены штокообразными телами. Наиболее крупными из них являются Кедабекский (26 кв. км), Дашкесанский (25 кв. км), Барум-Барсумский (15 кв. км), Кабахтапинский (18 кв. км), Зурнабадский (10 кв. км) и Джагирский (9 кв. км). Они сопровождаются многочисленными сателлитами, площади которых измеряются от десятых долей кв. км до 2—3 кв. км.

Группа тяготеет к крупному Шамхорскому пологому антиклинорию близширотного направления и размещается среди тех же средне- и верхнеюрских отложений, что и алавердские гранитоиды. В пределах антиклинория интрузивы преимущественно располагаются в ядрах локальных антиклинальных складок. Дашкесанский массив приурочен к тектоническому разлому, возникшему в осевой части синклинория.

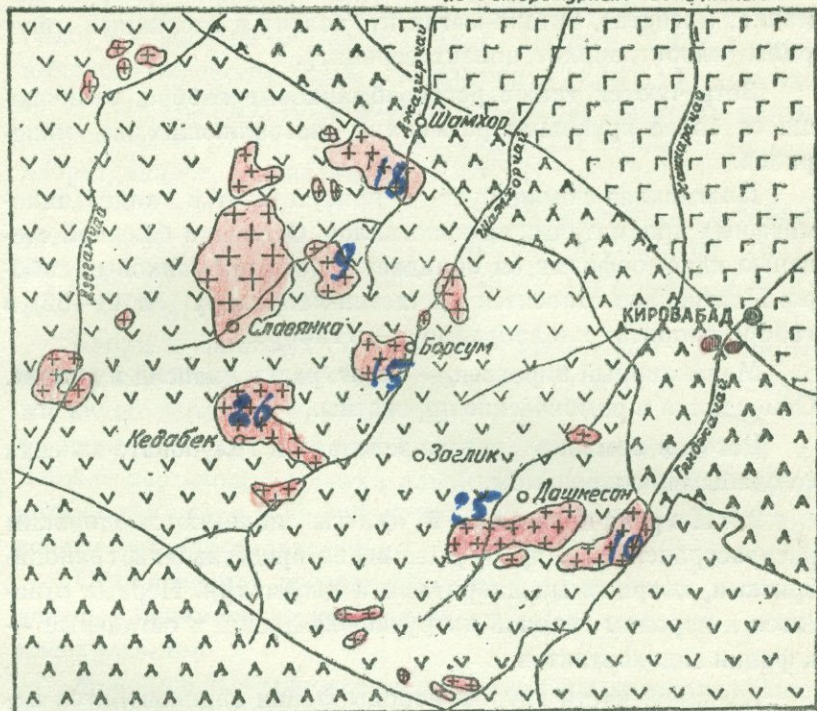
По данным Р. Н. Абдуллаева (1961), на размытую поверхность некоторых интрузивов трансгрессивно с гальками гранитоидов в основании налегают сеноманские отложения.

Для интрузивов характерны режущие крутые контакты и наличие в них ксенолитов вмещающих пород.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА КЕДАБЕК-ДАШКЕСАНСКОЙ ГРУППЫ ИНТРУЗИВОВ

км. 5 0 5 10 15 км.

Составил С.И. Баласанян
по литературным источникам.



1 Г Г 2 А А 3 V V 4 [] 5 + + 6 + +

1. Посткрецовые образования, 2. Меловые вулканогенно-осадочные отложения, 3. Юрские интрузивы, отчасти осадочные породы, 4. Граниты, 5. Плагиограниты, 6. Гранодиориты, кв. диориты, габбро и др.

Фиг. 51

Б. ПОРОДЫ ИНТРУЗИВНОЙ ФАЗЫ

Интрузивные породы весьма сходны с таковыми Алавердской и Цавской групп. По наблюдениям М. А. Кашкая и Г. И. Керимова, они сформировались в две фазы: 1) ранней — габброидной и 2) поздней — гранитоидной.

1. Породы первой фазы развиты в Дашке-

санском и Кедабекском массивах и представлены, главным образом, габбро и габбро-диоритами. Они мелкозернистые меланократовые гипидиоморфнозернистой и офитовой структуры породы, в минералогический состав которых входят плагиоклаз, моноклинный пироксен, обыкновенная роговая обманка, магнетит, титано-магнетит, апатит и вторичные минералы (хлорит, эпидот, цоизит, серицит).

Встречаются также роговообманковые габбро, отличающиеся более крупными размерами составляющих их минералов.

Плагиоклаз доминирует и присутствует в виде идиоморфных призматических кристаллов. Особенно большой степенью идиоморфизма он обладает в роговообманковых габбро. Плагиоклаз относится к андезин-лабрадору (№ 48—52) в габбро-диоритах и к лабрадору — в габбро.

Моноклинный пироксен — авгит, редко диопсид и диалаг. Отмечаются и ромбические пироксены.

Роговая обманка светло-зеленая и голубовато-зеленая со слабым плеохроизмом.

2. Породы второй фазы пользуются широким распространением и преимущественно представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами и диоритами. Первые относятся к породам главной интрузивной фации, а остальные — к фации эндоконтактов.

В южной части группы породы фации эндоконтактов некоторых мелких интрузивов имеют более основной габбровый и габбро-диоритовый состав. Их образование Ш. А. Азизбеков (1952³) и Р. Н. Абдуллаев (1961) справедливо связывают с ассимиляцией магмой вмещающих основных вулканогенных пород.

Гранодиоритами сложены Дашкесанский, Зурнабадский, Кабахтапинский интрузивы и некоторые другие мелкие выходы. В эндоконтакте последних двух интрузивов они постепенно переходят в кварцевые диориты и диориты. Дашкесанский массив отличается более неоднородным строением и наличием сравнительно основных представителей. Среди пород массива по характеру цветных минералов Ш. А. Азизбековым (1952³) выделяются 5 типов — авгитовый, ав-

тит-роговообманковый, биотитовый, роговообманковый и авгит-диопсид-роговообманковый.

Гранодиориты среднезернистые гипидиоморфнозернистой структуры породы, состоящие из преобладающего плагиоклаза (50,33%), кварца (22,93%), калиевого полевого шпата (10,67%), роговой обманки (6,4%), биотита (2,97%), моноклинного пироксена (3,5%), акцессориев (1,53%) и вторичных продуктов (1,67%). Акцессорные минералы: магнетит, апатит, циркон, сфен, рутил. Вторичные минералы: серицит, кальцит, хлорит, эпидот, цоизит, каолин.

Плагиоклаз встречается в виде призматических и таблитчатых кристаллов; по составу относится к андезину (№34—40, реже № 45—48), который по краям переходит в олигоклаз (№ 23).

Кварц и калиевый полевой шпат выполняют промежутки между кристаллами плагиоклаза и других минералов. Местами кварц образует мирмекитовые вроски в плагиоклазе. Сравнительно крупные зерна калиевого полевого шпата содержат пертитовые вроски альбита. В апикальных частях интрузивов кварц и калиевый полевой шпат находятся в микропегматитовом прорастании.

Обыкновенная роговая обманка дает зеленые и светло-зеленые призматические кристаллы с не особенно резким глеохроизмом.

Моноклинные пироксены представлены авгитом и диопсидом. Они уралитизированы и содержат в себе плагиоклаз и акцессорные минералы.

Согласно Ш. А. Азизбекову, первыми выделились акцессорные минералы. Однако он отмечает, что «некоторое сомнение в принадлежности к первой фазе кристаллизации вызывает сфен, так как он нередко выполняет промежутки между минералами или трещинки в плагиоклазах».

Кварцевые диориты образуют Кедабекский, Барум-Барсумский массивы и другие более мелкие тела, а также встречаются в эндоконтактных зонах Дашкесанского и Кабахтапинского интрузивов, где постепенными переходами связаны с гранодиоритами. По наблюдениям Ш. А. Азизбекова, в Дашкесанском массиве кварцевые диориты приурочены к апикальным частям его, которые сверху вниз постепенно

сменяются гранодиоритами. В пределах Джагирского интрузива с центра к периферии кварцевые диориты становятся более темными и основными, а местами приобретают порфиroidную структуру.

Кварцевые диориты нередко содержат ксенолиты и шлировые скопления цветных минералов, что указывает на их гибридное происхождение. Минералогический состав их: плагиоклаз, кварц, обыкновенная роговая обманка, иногда биотит. Весьма редко в незначительном количестве присутствуют калиевый полевой шпат и авгит. Акцессорные и вторичные минералы те же как и в гранодиоритах. Структура гипидноморфнозернистая, реже порфиroidная.

По количественным соотношениям главных породобразующих минералов, комплексу акцессорных минералов и петрографическим деталям кварцевые диориты весьма сходны с аналогичными породами Алавердской группы.

Диориты пользуются небольшим развитием и обычно слагают эндоконтакты Кедабекского, Кабахтапинского, Дашкесанского и других интрузивов. Они отличаются от кварцевых диоритов повышенным содержанием роговой обманки, отсутствием калиевого полевого шпата, ничтожным количеством или полным отсутствием кварца и биотита, а также меньшими размерами слагающих их компонентов. Они часто подвержены автометаморфизму, что выражается в серицитизации, эпидотизации, хлоритизации и соссюритизации. В них плагиоклаз более кислый (№ 37—40), чем в кварцевых диоритах, что также является следствием автометаморфизма. Такое явление иногда наблюдается и в эндоконтакте Кохбского массива Алавердской группы.

По материалам азербайджанских геологов, в табл. 78 приведены данные о химическом составе нижнемеловых интрузивных пород Кедабек-Дашкесанской группы.

Интрузивные породы обнаруживают сходство с аналогичными породами Алавердской группы. Только по сравнению с последними они являются несколько более основными. Содержание окислов подвергается значительным колебаниям, особенно железа и кальция, что объясняется процессами ассимиляции. Гранитоиды имеют натриевый характер. Сравнительно слабо коптаминированные разновидности в большин-

Химические составы интрузивных пород
Кедабек-Дашкесанской группы

Окислы	Габброиды		Кварц. диориты		Гранодиориты	
	среднее из 4 анал.	пределы колебания	среднее из 9 анал.	пределы колебания	среднее из 4 анал.	пределы колебания
SiO ₂	49.81	48.0—50.71	61.85	57.36—64.38	67.03	65.55—69.0
TiO ₂	0.64	0—0.91	0.41	0—1.05	0.46	0.27—0.75
Al ₂ O ₃	19.66	16.77—21.27	15.47	11.15—19.85	15.66	14.75—16.02
Fe ₂ O ₃	1.83	0.14—3.23	4.54	0.37—9.27	1.68	0.84—2.53
FeO	5.54	4.86—6.80	2.52	1.20—3.66	2.01	1.63—2.35
MnO	0.11	0—0.27	0.03	0—0.14	0.02	0—0.09
MgO	6.15	4.94—7.96	2.44	0.90—3.84	1.37	0.86—1.90
CaO	10.19	9.20—11.65	6.03	3.56—10.0	3.92	3.76—4.19
Na ₂ O	3.07	2.21—3.65	3.89	2.95—5.20	3.50	2.85—4.08
K ₂ O	1.07	0.76—1.60	0.97	0.32—2.04	2.43	2.05—2.74
nnn	0.96	0—2.04	1.14	0.29—2.45	0.80	0.30—1.38
H ₂ O	0.57	0.42—0.78	0.43	0—1.29	0.30	0.13—0.48

стве случаев отличаются от нормальных типов подобных пород несколько повышенным содержанием кремнезема, но пониженным — щелочей, часто окислов железа и кальция.

В. ПОРОДЫ ЖИЛЬНОЙ ФАЗЫ

Жильные породы Кедабек-Дашкесанской группы интрузивов детально исследованы Ш. А. Азизбековым (1947¹, 1952³). По его данным, они представлены аплитами, пегматитами, гранодиорит-порфирами, диоритами, кварцевыми микродиоритами, кварцевыми и бескварцевыми диорит-порфиритами, плагиоклазовыми и диабазовыми порфиритами, диабазами и габбро-порфиритами. Все они секут интрузивы и являются явно молодыми по отношению к ним. Ш. А. Азизбековым установлена определенная закономерность в пространственном распределении жильных пород, что хорошо увязывается с петрографическими типами интрузивов, указывая на их генетическую связь. Так, в восточной части группы, где развиты более основные гранитоиды, превалирующую роль играет меланократовая серия жильных пород, в то время как лейкократовые разновидности преимущественно приурочены к кислым массивам.

По данным Ш. А. Азизбекова, в первую очередь происходило внедрение лейкократовых разновидностей жильных пород — гранодиорит-порфиров, кварцевых диорит-порфиритов, кварцевых диоритов и аплитов первой генерации, а затем последовало внедрение меланократовых разновидностей в следующей последовательности: а) диабазы, диабазовые порфириты; б) плагиоклазовые порфириты, диорит-порфириты (амфиболовые), аплиты второй генерации; в) габбро-порфириты, диорит-порфириты (пироксеновые). Гранитоидные интрузивы, по мнению Ш. А. Азизбекова, к этому времени остыли и охлаждение их сопровождалось образованием трещин сжатия, расширения и скалывания преимущественно северо-западного и меридионального направления, по которым инъецировались сначала аплиты третьей генерации, затем кварцевые, сульфидные, баритовые и кальцитовые жилы. Главная масса их приурочивалась к краевым частям интрузивов и к

крыльям второстепенных складчатых структур, располагаясь параллельно их простиранию.

Аплиты представляют собой широко распространенные породы и встречаются во всех интрузивах в виде мелких жил и даек мощностью от десятых долей до 2 м. По простиранию они прослеживаются от нескольких метров до 100 м. В ориентировке их определенной закономерности не наблюдается.

Под микроскопом различаются плагиоаплиты и граноаплиты, причем первые являются преобладающими. Они совершенно лейкократовые розовые и светло-серые породы. Розовая окраска характерна для нормальных аплитов, а светло-серая — для плагиоаплитов. Структура их аплитовая, гранит-аплитовая и микропорфировидная с гранофировыми участками.

Главными минералами плагиоаплитов являются плагиоклаз (45—60%), кварц и второстепенными — калиевый полевой шпат и роговая обманка. Плагиоклаз относится к альбит-олигоклазу, олигоклаз-андезину и реже андезину (№ 38—42). Роговая обманка окрашена в светло-зеленый цвет со слабым плеохроизмом.

Граноаплиты отличаются повышенным содержанием калиевого полевого шпата (25—30%), более кислым составом плагиоклаза (обычно альбит-олигоклаза) и присутствием биотита.

Пегматиты являются редкостью и встречены И. Н. Ситковским (1938) в Кедабекском массиве, где представлены незначительными жилами и шлировыми выделениями. Они лейкократовые розовые породы, состоящие из калиевого полевого шпата, кварца, плагиоклаза (№ 8—13), незначительного количества биотита и мусковита. Первые два минерала находятся в микропегматитовом прорастании.

Гранодиорит-порфиры тяготеют к гранодиоритовым интрузивам и образуют дайки обычно северо-западного простирания мощностью от 2 до 12 м и протяженностью до нескольких десятков метров. Это серо-зеленоватые порфировые породы. Минералогический состав: плагиоклаз, кварц, калиевый полевой шпат, обыкновенная роговая обманка, магнетит, алатит, циркон, сфен. Структура порфировая с мелко-

зернистой гипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Вкрапленники — плагиоглаз (№ 36—46), кварц и роговая обманка. Часто встречаются сильно зонарные плагиоклазы, андезин-лабрадорное ядро которых сменяется по периферии кислым андезином, а затем олигоклазом (№ 26—28). Кварц образует корродированные основной массой трещиноватые зерна. В основной массе плагиоклаз относится к № 34—43. Здесь полевые шпаты местами прорастаются микропегматитовыми вростками кварца.

В Кабахтапинском интрузиве Ш. А. Азизбековым обнаружена также лайка равномернозернистых мелкозернистых градиоритов. Она имеет мощность 1,5 м и простирается в северо-западном направлении. Структура гипидиоморфнозернистая. Минералогический состав: плагиоклаз (№ 33—37), калиевый полевой шпат, кварц, роговая обманка, биотит, авгит, акцессорные и вторичные минералы.

Кварцевые диорит-порфиры и кварцевые микродиориты пространственно тяготеют к кварцдиоритовым интрузивам, локализуясь, главным образом, в их эндо- и экзоконтактных зонах. Они приурочены к крутопадающим трещинам, чаще всего северо-западного простирания, в которых образуют мощные (от 1 до 12 м) дайки длиной от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

Кварцевые диорит-порфиры мелко- и среднезернистые серо-зеленоватые породы с вкрапленниками плагиоклаза, реже авгита, роговой обманки размерами от 3 мм до 2,5 мм. Эти же минералы являются главными составными частями полнокристаллической основной массы. Доминирующий плагиоклаз образует идиоморфные, иногда корродированные кристаллы, относящиеся к кислому андезину (№ 31—43). Отмечаются зонарные кристаллы, состав которых колеблется от № 41 до № 58 в ядре и от № 23 до № 36 — на периферии.

Редко встречающиеся кварцевые микродиориты мелкозернистые гипидиоморфнозернистой структуры породы, состоящие из плагиоклаза (55%), кварца (22%), роговой обманки (13%), авгита (5.5%), магнетита, апатита, циркона (все вместе 2%), хлорита, эпидота, серицита, карбоната (до 3%). Плагиоклаз зонарен причем ядро соответствует основному андезину и краевая зона — альбиту. Наблюдается и обратная

зональность с № 22—24 в ядре и № 40—42 в периферической зоне. Роговая обманка—обыкновенная, представлена удлиненными, часто сдвойникованными кристаллами.

Диориты и диорит-порфириды в виде довольно мощных (1—5 м) даек локализованы в пределах кварц-диоритовых и гранодиоритовых интрузивов, а также в вулканогенных отложениях средней и верхней юры. Они простираются в северо-западном направлении с падением в различные стороны под крутыми углами (70—90°). Это темно-зеленовато-серые гипидиоморфнозернистой (диориты) и порфировой (диорит-порфириды) структуры породы, состоящие из плагиоклаза, роговой обманки, авгита, магнетита, ильменита, агатита, сфена, уралита, хлорита, эпидота, серицита и карбоната.

Плагиоклаз является резко доминирующим минералом и по составу относится к андезин-лабрадору (№ 38—52) во вкрапленниках и к олигоклаз-андезину (№ 28—42) в основной массе.

Во вкрапленниках присутствуют также авгит и обыкновенная роговая обманка, образующие мелкие призматические, иногда сдвойникованные кристаллы, подверженные уралитизации, хлоритизации, эпидотизации, карбонатизации.

Измененная вторичными процессами основная масса слагается из микролитов и лейст плагиоклаза, редко подчиненного количества кварца, роговой обманки, авгита, аксессуарных и вторичных минералов.

Габбро-порфириды распространены в районе Дашкесанского массива, где, по данным Ш. А. Азизбекова, секут железорудные скарны. С другой стороны, иногда они подвержены скарнированию с образованием граната, эпидота, хлорита и магнетита. На этом основании указанный автор приходит к предположению о более раннем образовании этих даек, а именно «в начальной фазе контактового метаморфизма».

Габбро-порфириды черные породы с крупными вкрапленниками плагиоклаза (№ 65—68) и авгита. Полнокристаллическая основная масса слагается из плагиоклаза, авгита, магнетита, сфена, апатита, граната и вторичных минералов.

Эти дайки эпидотизированы, карбонатизированы, иногда

Химические составы жильных пород Кедабек—Дашкесанской
группы интрузивов

Окислы	Плагио- аплит (1 анализ)	Гранодиорит-порфиры		Кварц. диорит-порфириты		Диорит-порфириты	
		среднее из 4 анал.	пределы колебания	среднее из 4 анал.	пределы колебания	среднее из 2 анал.	пределы колебания
SiO ₂	74,07	65,96	64,36—66,80	61,15	56,17—66,6	56,33	55,32—57,34
TiO ₂	0,27	0,23	0,11—0,36	0,36	0,12—0,41	0,61	0,30—0,92
Al ₂ O ₃	11,42	15,51	14,79—16,02	15,68	11,00—18,42	17,60	17,07—18,14
Fe ₂ O ₃	1,20	0,97	0,10—1,80	0,90	0,26—1,82	1,00	0,96—1,04
Feo	2,56	3,16	1,13—5,0	4,83	1,61—9,94	4,96	4,84—5,09
Mno	—	0,09	0—0,22	0,19	0—0,79	—	—
Mgo	1,38	1,11	1,06—1,25	2,75	1,41—5,31	3,47	3,26—3,68
CaO	0,78	4,57	3,45—5,51	4,89	3,36—7,97	7,44	5,74—9,14
Na ₂ O	5,19	3,19	2,62—3,97	4,10	3,14—5,15	3,33	2,88—4,13
K ₂ O	1,79	1,60	1,01—1,92	1,25	1,06—1,48	0,84	0,58—1,11
ппп	1,27	2,45	0,73—5,24	2,99	1,09—3,78	0,62	0,33—0,92
H ₂ O	0,46	0,31	1,13—0,55	0,78	0,26—1,49	0,84	0,58—1,11

окварцованы и обычно изобилуют вторичным магнетитом.

Остальные основные породы встречаются как в интрузивах, так и в их вмещающих вулканогенных отложениях, где приурочены к крутопадающим (до 70—80°) тектоническим трещинам преимущественно северо-западного направления. Минералогический состав их определяется присутствием плагиоклаза, авгита, магнетита, титано-магнетита и вторичных продуктов.

По материалам азербайджанских геологов, в табл. 79 приведены данные о химическом составе пород жильной фазы.

Все породы жильной фазы характеризуются отчетливо выраженным нагривым обликом. Гранодиорит-порфиры также имеют натриевый характер и по химическому составу близко стоят к плагиогранодиоритам. Интересно отметить, что по сравнению с гранодиоритами интрузивной фазы они являются более основными (гранодиорит-порфиры обычно отличаются от гранодиоритов интрузивной фазы пониженным содержанием кремнезема, щелочей, но повышенным — окислов железа и кальция).

Жильные породы сходны с аналогичными образованиями Алавердской группы.

Г. КОНТАКТОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ

В связи с внедрением гранитоидов Кедабек-Дашкесанской группы за счет юрских вулканогенно-осадочных отложений возникли контактово и гидротермально метаморфизованные породы, которые пользуются широким развитием и характеризуются большим разнообразием петрографического состава. Эти породы и особенно высокотемпературные контактово-метаморфические образования тяготеют к Дашкесанскому и Кедабекскому интрузивам гранодиоритов и кварцевых диоритов.

По данным Г. А. Крутова (1937), контактово-метаморфические породы Дашкесана представлены роговиками, мраморами, скарнами, магнетитовыми рудными скарнами, дашкесанитовой (амфиболовой) породой, пироксеновыми породами и элидозитами. Из них наибольшее распространение имеют скарновые и дашкесанитовые породы.

Роговики образовались за счет юрских порфиров и располагаются вблизи рудного тела. Минералогический состав их: альбит, эпидот, диопсид, актинолит, хлорит, кальцит, редко пирит, халькопирит, магнетит. Структура роговиковая. Альбит ассоциирует с эпидотом, замещающимся иногда хлоритом и агрегатом бурой слюдки и карбоната. Сульфиды в виде неправильных зерен выполняют промежутки между кристаллами магнетита.

Мраморы располагаются под рудными магнетитовыми скарнами и состоят из кальцита, незначительного количества тремолита, актинолита, кварца, скаполита, волластонита, магнетита, андрадита, эпидота, хлорита и диопсида.

Скарновые породы характеризуются разнообразными минеральными ассоциациями. В минералогическом составе их присутствуют гранаты, магнетит, роговая обманка, эпидот, кальцит, кварц, гематит, хлорит, актинолит, диопсид, пирит, слюда, апатит, альбит.

Гранаты окрашены в светло-бурый, темно-бурый, медово-желтый, зеленый и черный цвета. По исследованиям М. А. Кашкая и Ф. И. Векиловой (1940), они представлены чаще всего андрадитом, затем гроссуляром, реже альмандином и спессартином. Те же авторы выделяют три разновидности скарнов: гранато-магнетитовая, роговообманково-гранатово-эпидотовая и эпидото-кальцитово-кварцевая.

Для зернистых гранатовых скарнов Ш. А. Азизбековым (1952⁶) установлена следующая последовательность образования минералов: гранат, магнетит, эпидот, актинолит, хлорит, кальцит, кварц. В пустотах и трещинах скарнов отмечаются и гранаты более поздней генерации. Как отмечает Ш. А. Азизбеков, все скарновые породы содержат в том или ином количестве магнетит и реже гематит, причем в направлении к висячему боку содержание магнетита возрастает с образованием сплошной руды.

Дашкесанитовая порода состоит в основном из дашкесанита, обнаруженного впервые Г. А. Крутовым (1937). Дашкесанит является хлорсодержащим амфиболом из группы гастингсита и характеризуется малым углом погасания, высокими показателями преломления, малым углом оптических осей и др. В породе встречаются также магнетит, гема-

тит, апатит, кварц, хлорит, актинолит, эпидот и сульфиды. Дашкесаниговая порода располагается на периферии скарпов.

Пироксеновые породы являются редкими и представлены диопсидовой и авгитовой разновидностями, первая из которых отмечена в контакте известняков с рудной толщей и вторая — среди диабазовых порфиритов на участке распространения дашкесанитовой породы. Первая разновидность состоит сплошь из диопсида, а вторая — из хлорита, авгита и разложенного плагиоклаза.

Эпидозиты образуют гнезда и линзы в роговиках и измененных порфиритах. Они слагаются из эпидота с примесью кальцита, кварца, реже граната, апатита, актинолита, хлорита, пирита и халькопирита.

Контактово - метаморфические породы Кедабека представлены скарнами и кедабекитами. Среди скарнов Ш. А. Азизбековым (1952⁶) выделяются скаполитовезувиановая, гранато-везувиано-волластонитовая и волластонито-гранато-кальцитовая разновидности. В составе их участвуют антофиллит, обыкновенная роговая обманка, глаукофан, гастингсит, эгирит-авгит, плагиоклазы (анортит-битовнит), кварц, скаполит, андалузит, корунд, гранат (альмандин-гроссуляр, андриадит), кордиерит, везувиан, магнетит, сфен, волластонит, виоланит, салит, геденберgit, глауконит, кальцит, апатит, биотит, меланит, клинохлор, брандизит, ортоклаз, галенит, эпидот, тальк, гидрагиллит, содалит.

Кедабекитами Е. С. Федоров (1903¹) назвал гранатосодержащие роговики, представляющие собой гонкозернистые роговиковой структуры породы, состоящие из плагиоклаза (51%), граната (40%), диопсида (8,5%) и небольшого количества роговой обманки, эпидота, биотита, магнетита, сфена, реже кварца. Плагиоклаз имеет состав близкий к анортиту. Они находятся в районе Кедабекского месторождения и возникли за счет порфиритов и их пирокластических производных юрского времени.

Под воздействием постмагматических растворов на юрские эффузивы различного петрографического состава возникли вторичные кварциты, алунитизированные, каолинизированные и пиррофиллитизированные породы.

Вторичные кварциты пользуются наибольшим распространением и образовались главным образом за счет кислых эффузивов. В значительном удалении от интрузивов они создают широкие зоны, в которых располагаются баритовые месторождения Човдар, Куши, Заглик, Шамхор; серноколчеданные месторождения Чирагидзор, Кедабек; каолины и огнеупорные глины Чардаклы, Карамурад, Кызылджа, Кеташен.

Среди настоящих вторичных кварцитов Ш. А. Азизбековым выделяются два типа: а) высокотемпературные из приконтактных зон интрузивов и б) низкотемпературные, тяготеющие обычно к зонам разломов.

Первые плотные гранобластической и гетеробластической структуры породы без заметных реликтов первичной породы. Они состоят из резко преобладающего кварца (85—90%), серицита и мусковита (8—12%), магнетита, гематита, пирита, редко эпидота и клиноцоизита.

Низкотемпературные вторичные кварциты характеризуются интенсивной каолинизацией, пиритизацией и наличием реликтов амфибола, пироксена и плагиоклаза. Структура гетеробластическая, порфиробластическая, гранобластическая. Главными минералами их являются кварц (85—90%), каолин и серицит (10—35%), лимонит и пирит (5—30%). Встречаются реже рутил, хлорит, апатит, эпидот, алунит, пирофиллит, кальцит и вышеперечисленные реликтовые минералы исходных пород.

Алунитизированные породы образовались за счет верхнеюрских туфов и туфогенов у с. Заглик. По данным М. А. Кашкая (1939), в этих породах алунит наблюдается в виде миндалин, почек, линзочек, прослоев и прожилок. Алунит образует обычно тонкочешуйчатый агрегат, развивающийся по полевым шпатам и цветными минералам. Содержание его колеблется в широких пределах — от десятых долей процента до 80%. В алунитизированных породах большое распространение имеет и каолин. Как отмечают М. А. Кашкай и Ш. А. Азизбеков, «в нижней части алунитовой толщи туфогенные породы местами целиком каолинизированы». Распространенными являются также кварц, гематит, лимонит. Согласно М. А. Кашкаю, процессы алунитизации и као-

линизации связаны с гидротермальной деятельностью Дашкесанского интрузива.

Профиллитизированные породы развиты в районе г. Кырвакар, где они возникли за счет туфов, туфобрекчий и порфиритов. Среди них Ш. А. Азизбеков выделяет пиррофиллитизированные, кварцево-каолинизированные и алуниго-пиррофиллитизированные туфы и туфобрекчий, а также пиррофиллитизированные порфириды. В них количество пиррофиллита варьирует в широких пределах — от 5 до 70%. Высокое содержание его отмечается в пиррофиллитизированных туфах, представляющих пластообразную залежь мощностью от 15 до 40 м.

Вмещающие вулканогенные породы в значительном удалении от интрузивов в той или иной степени подвержены также серитизации, хлоритизации, карбонатизации, пиритизации, эпидотизации, лимонитизации, гематитизации и кварцитизации.

IV. МЕХМАНИНСКАЯ ГРУППА ИНТРУЗИВОВ

Эта группа, расположенная между городами Агдам и Мардакерт, состоит из крупного Мехманинского массива и сопровождающих его малых сателлитов. Занимаемая ими площадь составляет более 65 кв. км. Они были детально изучены А. Н. Соловкиным, И. В. Баркановым, Ш. А. Азизбековым и А. Д. Керимовым.

Мехманинский массив представлен штокообразным телом с вытянутостью в северо-западном направлении. Мелкие сателлиты его обнажаются к западу и юго-западу от г. Мардакерт. Они размещаются среди среднеюрских эффузивных пород, образующих пологий антиклинорий северо-западного простирания.

Наше ознакомление с породами группы привело к выводу, что они весьма сходны с Кохбским массивом. Породы Мехманинского интрузива также представлены кварцевыми диоритами, среди которых по характеру цветных минералов различаются биотитовые, роговообманково-биотитовые и роговообманковые разновидности. В эндоконтактной зоне, на подо-

бие Кохбского массива, некоторое развитие получают диориты и кварцевые диорит-порфиры. Перечисленные разновидности характеризуются постепенными взаимопереходами. Отметим, что у азербайджанских геологов биотитовые кварцевые диориты фигурируют как банагиты, а роговообманково-биотитовые разновидности — как тоналиты.

Мелкие сателлиты (площадью от десятых долей до 1,5 кв. км) сложены более кислыми породами — плагиогранодиорит-порфирами и кварцевыми диорит-порфирами.

По подсчетам А. Д. Керимова (1956), в строении Мехманнинского интрузива преобладающую роль играют роговообманково-биотитовые разновидности, после которых второе место занимают роговообманковые кварцевые диориты.

По данным Ш. А. Азизбекова (1952³), в пространственном распределении отдельных разновидностей внутри интрузива намечается более или менее ясно выраженная закономерность, что хорошо наблюдается в северо-западной и южной частях его, где с северо-востока на юго-запад роговообманково-биотитовые разновидности постепенно переходят в роговообманковые, а затем в диориты. В западном направлении диориты последовательно сменяются роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми, биотитовыми и порфировидными кварцевыми диоритами.

Как отмечает Ш. А. Азизбеков, интрузив после окончательного формирования подвергался механической деформации, выразившейся в появлении узких катаклазированных зон, в которых порообразующие минералы раздроблены, изогнуты и обнаруживают волнистое угасание.

По описанию азербайджанских геологов, биотитовые кварцевые диориты среднезернистые гипидиоморфнозернистой структуры породы, главными минералами которых являются плагиоклаз и кварц; второстепенными — биотит и калиевый полевой шпат; аксессуарными — магнетит, апатит и сфен. Плагиоклаз образует крупные призматические и более мелкие таблитчатые кристаллы; состав его колеблется от № 6 до № 37. Калиевый полевой шпат в виде единичных ксеноморфных зерен заполняет промежутки между плагиоклазовыми кристаллами. Кварц также представлен ксеноморфными зернами и нередко катаклазирован. Биотит присутствует в виде

пластинчатых кристаллов, часто разложенных и замещенных хлоритом, сфеном и магнетитом.

Роговообманково-биотитовые и роговообманковые кварцевые диориты среднезернистые, в краевых частях мелкозернистые, породы, состоящие из резко доминирующего плагиоклаза, обыкновенной роговой обманки, биотита и кварца. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, циркон, сфен; вторичные — хлорит, эпидот, цоизит, серицит, каолин, кальцит. Структура гипидиоморфнозернистая, в эндоконтактах микропорфировидная, пойкилитовая. По количественным соотношениям главных породообразующих минералов, комплексу акцессориев и петрографическим деталям они сходны с аналогичными породами Алавердской группы.

Диориты находятся в тесной связи с роговообманковыми кварцевыми диоритами, от которых отличаются отсутствием или ничтожным содержанием кварца, большим количеством роговой обманки, магнетита, сфена, апатита и повышенной основностью плагиоклаза.

Таблица 80

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	ппп	H_2O
61,40	0,21	17,38	—	3,46	0,30	2,16	6,15	3,57	1,42	—	0,38
56,40	0,20	18,26	0,20	4,15	0,12	0,62	8,24	4,30	1,21	0,12	2,36

Как видно из табл. 80, роговообманково-биотитовые кварцевые диориты и диориты сходны с аналогичными породами Алавердской группы и по химическому составу. Анализы заимствованы у А. Д. Керимова.

Породы жильной фазы характеризуются большим разнообразием петрографического состава. Среди них А. Д. Керимовым (1956) установлено наличие диорит-порфиритов, кварцевых диорит-порфиритов, аплитов, пегматитов, гранодиорит-порфиритов и лампрофиритов — спессартитов, одинитов, малхитов и вогезитов. Из них пегматиты, гранодиорит-порфиры и малхиты имеют ограниченное распространение. Вогезиты в виде дайки встречены в одном месте (г. Калача).

По данным того же автора, внедрение жильных пород происходило в следующей последовательности (от ранних к поздним):

а) гранодиорит-порфиры, кварцевые диорит-порфириты, пегматиты, аплиты;

б) кварцевые диорит-порфириты (вторая генерация), диорит-порфириты, малхиты;

в) спессартиты, одиниты, вогезиты;

г) грейзенизированные диорит-порфириты, аплиты (вторая генерация).

По наблюдениям А. М. Ракитина, в районе с. Мехмана дайки роговообманковых порфиритов секут сульфидные жилы.

Ш. А. Азизбеков (1952³) отмечает, что распределение жильных образований происходит в тесной увязке с характером отдельных фаций Мехманинского массива — кислые представители обычно приурочены к более кислым разновидностям интрузивных пород, в то время как основные жильные породы встречаются среди менее кислых типов массива.

Аплиты образуют мелкие жилы, а пегматиты — небольшие шпиры. Остальные типы приурочены к крутопадающим тектоническим трещинам различного направления, в которых они представлены дайками мощностью от 1 до 25 м и длиной от нескольких десятков метров до 2—3 км.

Главные петрографические типы жильных пород по качественному минералогическому составу, структурным особенностям и петрографическим деталям сходны с аналогичными образованиями Кедабек-Дашкесанской и Алавердской групп.

В связи с внедрением Мехманинского массива возникли интенсивно гидротермально измененные породы за счет вмещающих юрских эффузивов и пород фации эндоконтактов. Они приурочены к тектоническим нарушениям и представлены, главным образом, вторичными кварцитами, имеющими большое распространение в районе с. Касапет. Их детальным изучением занимался А. Н. Соловкин (1952¹), который различает слюдистые (серицитовые), слюдисто-цоизитовые и кальцито-цоизитовые типы. В них содержание кварца колеблется от 65 до 90%. В минералогическом составе, помимо кварца, присутствуют серицит, цоизит, эпидот, хлорит, кальцит,

гипс, каолин, алунит, магнетит, пирит, халькопирит, гематит, лимонит, редко андалузит, апатит, сфен, пирротин, борнит, халькозин, куприт.

По А. Н. Соловкину, в кварцитах имеются три генерации кварца, первая из которых представляет реликтовый кварц исходных интрузивных пород. Эта генерация отсутствует во вторичных кварцитах, образовавшихся за счет порфиритов и их туфов. Кварц второй генерации отлагался вместе с сульфидами из гидротермальных растворов или возник за счет метаморфизующихся минералов. Кварц третьей генерации образует друзы в пустотах.

Продуктами гидротермальной деятельности являются также каолиново-серицитовые, каолиново-лимонитовые, серицитовые и каолиново-цоизитовые породы, в которых кварц либо отсутствует, либо играет незначительную роль.

V. ЮЖНО-КАРАБАХСКАЯ ГРУППА ИНТРУЗИВОВ

Названная группа располагается в северо-восточной части Карабахского хребта и состоит из многочисленных мелких штокообразных тел, образующих полосу северо-западного направления. Занимаемая площадь отдельных тел составляет от десятых долей кв. км. до 2—4, реже 6—8 кв. км. Эти интрузивы впервые были детально изучены и большинство из них выявлено А. Н. Соловкиным (1934, 1935, 1939¹).

Они залегают дискордантно среди среднеюрских отложений, характеризуются режущими контактами и наличием большого количества ксенолитов вмещающих вулканогенных пород основного состава. Как отмечает А. Н. Соловкин, процессы ассимиляции вмещающих основных эффузивов проявились широко и влияли на состав кварцевых диоритов, являющихся производными кислой магмы.

По петрографическому составу и широкому проявлению явлений ассимиляции они весьма сходны с гибридными породами первой фазы Цавской группы.

По данным А. Н. Соловкина, южно-карабахские интрузивные породы представлены авгитовыми и уралитовыми кварцевыми диоритами, авгитовыми диоритами, реже гипер-

стеновыми диоритами. Все они, за исключением гиперстеновых диоритов, имеют порфировидные разновидности, иногда слагающие эндоконтакты интрузивов и редко образующие дайки. Наибольшим развитием пользуются авгитовые, а затем уралитовые кварцевые диориты, которые связаны между собой постепенными взаимопереходами и образуют тела наиболее крупных размеров. Гиперстеновые диориты являются редкостью и обнаружены среди авгитовых диоритов в бассейне р. Халифалу.

Авгитовые кварцевые диориты среднезернистые серовато-зеленые породы, состоящие из плагиоклаза, ортоклаза, кварца, моноклинного пироксена. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, сфен, рутил. Вторичные минералы: хлорит, эпидот, цоизит, серицит, каолин, лимонит, цеолиты (томсонит). Структура гипидиоморфнозернистая.

Плагиоклаз преобладает над остальными минералами и по составу колеблется от № 45 до № 57. Он образует идиоморфные длиннопризматические кристаллы. Ортоклаз и кварц присутствуют в виде ксеноморфных зерен в интерстициях между главными минералами. Содержание ортоклаза не превышает 2—3,5%, кварца — 8—15%. Пироксен представлен изометричными кристаллами бледно-желтого цвета с заметным плеохроизмом; часто замещается уралитом и хлоритом. Количество его — 10—20%.

Уралитовые кварцевые диориты являются измененными разновидностями авгитовых кварцевых диоритов. Они сохраняют структурные и минералогические особенности авгитовых кварцевых диоритов, отличаясь интенсивной уралитизацией моноклинного пироксена. Последний нередко нацело замещен волокнистым и листовым агрегатом уралита. Плагиоклаз также сильно затронут вторичными процессами. Он соответствует № 48—54.

Авгитовые диориты образуют обособленные тела по р. Халифалу-чай и иногда слагают эндоконтакты сравнительно крупных интрузивов. Они мелко- и среднезернистые гипидиоморфнозернистой и офитовой структуры породы, главными составными частями которых являются плагиоклаз (68—75%) и моноклинный пироксен (17—25%). Иногда присутствуют также уралитизированная роговая обманка (до

10%) и катаклазированный кварц (до 8%). Акцессорные минералы варьируют в широких пределах — от № 38—59 (часто относятся к № 38—47). Авгитовые диориты подвержены хлоритизации, уралитизации, карбонатизации и лимонитизации.

Гиперстеновые диориты крупнокристаллические темные породы, состоящие из плагиоклаза (№ 45—48), гиперстена, магнетита, апатита и лейкоксена. Плагиоклаз разложен и по периферии альбитизирован. Гиперстен зеленовато-бурый, иногда замещается хлоритом.

Контактовое воздействие интрузивов группы на вмещающие юрские вулканогенные породы основного состава выражается в гидротермальном метаморфизме, приведшем к образованию вторичных кварцитов, хлорит-серицитово-эпидотовых и каолиново-серицитовых пород. Главная масса их распространена у с. Зарданашен и в бассейне р. Думичай. Они детально были исследованы А. Н. Соловкиным.

Наибольшим распространением пользуются вторичные кварциты, которые указанным автором разделяются на следующие типы: каолино-альбитовые, каолино-хлоритовые, цоизито-хлоритовые, эпидото-хлоритовые, серицито-хлоритовые, серицито-цоизитовые и кальцит-цоизитовые.

Все они характеризуются высоким содержанием кварца, принадлежащего по крайней мере к двум генерациям. Количество его обычно колеблется от 65 до 95%.

Помимо главных минералов, вторичные кварциты содержат в небольшом количестве магнетит, гематит, лимонит, апатит и сульфиды (пирит, халькопирит, галенит, борнит).

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ (?) ИНТРУЗИВЫ СОМХЕТО-КАФАНСКОЙ ЗОНЫ

К верхнемеловому возрасту предположительно относятся Шальва-Лачинский массив и небольшой Учтапа-Кызылкаинский интрузив из Кедабек-Дашкесанской группы.

1. Шальва - Лачинский массив расположен в юго-восточной части Сомхето-Кафанской тектонической зоны северо-западнее гор. Лачина в бассейне р. Шальва, слагающая площадь около 56 кв. км. Он залегает среди юрских и верхне-

меловых (туронских) вулканогенно-осадочных отложений и представлен узким дайкообразным телом, приуроченным к ядру Лачинского антиклинория северо-западного направления.

Массив детально был изучен А. Н. Соловкиным (1941, 1952⁴), данными которого в основном пользуемся.

Породы главной интрузивной фации представлены плагиогранитами, играющими резко преобладающую роль в строении массива. С центра к периферии плагиограниты постепенно переходят в кварцевые диориты, иногда диориты, относящиеся к породам фации эндоконтактов. Все они имеют и свои порфириовидные разновидности, развитые преимущественно в эндоконтактах.

В пределах массива встречаются самостоятельные мелкие тела плагиогранит-порфириов, которые по всем признакам являются дополнительными интрузивами.

По наблюдениям А. Н. Соловкина, с юго-востока на северо-запад интрузивные породы становятся более лейкократовыми, благодаря уменьшению в них содержания цветных минералов.

Плагиограниты средне-и крупнозернистые лейкократовые породы, минералогический состав которых представлен плагиоклазом (37, 55—50%), кварцем (31, 5—50, 6%) калиевым полевым шпатом (0,75—11,35%), биотитом (3,95—12%) роговой обманкой (0—7,15%). Акцессории: магнетит, апатит, сфен, реже рутил.

Структура гипидиоморфнозернистая, порфириовидная.

Главными составными частями являются плагиоклаз и кварц, которым резко подчинены остальные породообразующие минералы. Особенно незначительно содержание калиевого полевого шпата, что обуславливает плагиогранитовый облик пород.

Как отмечает А. Н. Соловкин, в некоторых случаях замечается такситовое сложение, выраженное чередованием мелкозернистых плагиоклазовых участков с крупнокристаллическими плагиоклаз-кварцевыми участками, что он ставит в связь с изменениями условий кристаллизации магмы под действием тектонических явлений.

По определениям А. Н. Соловкина, плагиоклаз соответствует среднему андезину и сохраняет свой постоянный состав в

различных пунктах массива. Он нередко принадлежит к двум генерациям, первая из которых образует крупные сложно-сдвойникованные кристаллы, отвечающие № 48, а вторая представлена более мелкими зернами, относящимися к № 35. Калиевый полевой шпат обычно образует каемки вокруг плагиоклазовых кристаллов. Роговая обманка и биотит с обычными оптическими свойствами часто разложены и замещены хлоритом с выделением черного рудного минерала.

В расширенной и глубоко эродированной части массива встречаются наиболее основные породы фации эндоконтактов — кварцсодержащие диориты и диориты, обогащенные хлоритизированной обыкновенной роговой обманкой. Здесь же отмечаются меланократовые дайки, отсутствующие в остальных частях массива.

Породы фации эндоконтактов характеризуются более мелкими размерами слагающих их минералов, порфиroidной структурой, неравномерным распределением кварца, повышенной основностью плагиоклаза (№ 48—55), меньшим содержанием кварца и высоким — роговой обманки. Они преимущественно представлены кварцевыми диорит-порфиритами. Структура их порфиroidная с микрогранитовой основной массой. Вкрапленники представлены плагиоклазом, роговой обманкой и корродированным кварцем.

Диориты состоят из доминирующего плагиоклаза (67,50 — 73,20%), сильно хлоритизированной роговой обманки (15,9 — 23,4%), небольшого количества биотита и иногда кварца.

Незначительные по размерам сателлиты (общая площадь их 1,22 кв. км) Шальва-Лачинского массива располагаются в районе кишл. Човдар—сел. Шахкерам, которые, по данным А. Н. Соловкина, сохраняют все особенности его пород.

На контакте плагиогранитов с порфиритами и их туфами турона местами отмечается сильное воздействие гидротермальных растворов, выразившееся в пиритизации, кварцитизации с образованием кварцевых жил, содержащих пирит и халькопирит.

В расширенной и глубоко эродированной части массива наблюдается более интенсивное контактовое воздействие его на вмещающие отложения. Здесь же, как выше было отмечено

но, возникли гибридные породы фации эндоконтактов с наибольшей основностью.

В экзоконтактовой зоне кварцитизация имела место почти повсеместно, где иногда констатируется превращение вулканогенных пород основного состава во вторичные кварциты с сульфидной минерализацией.

Там, где массив близко соприкасается с офиолитовым поясом Малого Кавказа, в нем встречается большое количество неоплавленных серпентинитов, чем и доказывается более поздний возраст плагиогранитов.

В табл. 81 приведены данные о химическом составе пород Шальва-Лачинского массива. Анализы 1 и 2 заимствованы у М. А. Кашкая, 3 — у А. Н. Соловкина и 4 — у С. М. Сулейманова.

Таблица 81

Химические составы пород Шальва-Лачинского массива

Окислы	1	2	3	4	Среднее из 4 анализов
SiO ₂	72,30	69,15	67,80	68,81	69,53
TiO ₂	0,35	0,28	—	0,21	0,21
Al ₂ O ₃	12,78	12,65	13,56	14,41	13,35
Fe ₂ O ₃	2,87	2,70	2,54	0,70	2,20
Feo	0,61	2,95	4,21	—	1,94
Mno	—	—	0,10	0,05	0,04
Mgo	0,86	2,05	2,81	1,94	1,91
CaO	3,32	4,98	5,18	3,77	4,31
Na ₂ O	3,41	2,56	2,79	3,12	2,97
K ₂ O	2,00	1,18	0,36	1,31	1,21
nnn	1,04	0,75	1,05	2,98	1,45
H ₂ O	0,18	0,98	0,27	2,98	1,10

Анализируемые породы имеют натриевый характер и по химическому составу близко стоят к плагиогранитам (анализы 1, 2) и плагиогранодиоритам (анализы 3, 4). Последние, по-видимому, относятся к породам фации эндоконтактов.

2. Учтапа - Кызылкаинский интрузив расположен южнее гор. Кировабад, где прорывает и изменяет

туронские вулканогенные отложения. По данным Р. Н. Абдуллаева (1961), он был сформирован в две фазы. В первую фазу внедрились гранодиориты, а во вторую фазу — граниты. Последние имеют сравнительно широкое распространение.

По описанию Ш. А. Азизбекова (1951³), они лейкократовые мелко- и среднезернистые породы красновато-розового цвета. Минералогический состав их: калиевый полевой шпат (44,5%), плагиоклаз (15,5%), кварц (33,5%), биотит (3,5%), акцессории (1,8%) и вторичные продукты (1,2%). Структура гранофировая.

Калиевый полевой шпат присутствует в виде неправильных и таблитчатых зерен, прорастающих микропертитовыми вростками альбита. По определению Ш. А. Азизбекова, он представлен ортоклазом.

Плагиоклаз относится к олигоклазу и олигоклаз-андезину; образует серицитизированные и альбитизированные призматические кристаллы, более идиоморфные относительно калиевого полевого шпата.

Кварц прорастает калиевый полевой шпат с образованием гранофировой структуры; отдельные зерна ксеноморфные.

Биотит встречается в виде мелких таблитчатых кристаллов.

В гранодиоритах убывает содержание кварца и калиевого полевого шпата, но резко увеличивается количество плагиоклаза и появляется роговая обманка.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВОВ СОМХЕТО-КАФАНСКОЙ ЗОНЫ И ИХ ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ЧЕРТЫ ОТ ГРАНИТОИДОВ АРМЯНСКОЙ ЗОНЫ

1. Химико-минералогические особенности

Три разновозрастных интрузивных комплекса Сомхето-Кафанской зоны формировались в результате сопряженных с соответственными орогеническими движениями вторжений кислой магмы в крупные антиклинория, в пределах которых внедрение ее контролировалось локальными складчатыми структурами и разрывными нарушениями.

Схема формирования этих интрузивных комплексов дана в табл. 82.

Гранитоиды размещались в магматических камерах, расположенных преимущественно на небольших глубинах от поверхности земли, на что указывают структурные особенности интрузивных пород, обычно незначительный по масштабу прогрев магмы боковых пород и небольшая мощность вышележащих отложений.

По данным А. Т. Асланяна (1955¹), минимальная глубина формирования интрузивов оценивается в 600—1000 м.

Как видно из табл. 82, предверхнеюрский интрузивный комплекс сформировался в три фазы. В первую фазу внедрились плагииграниты, которые пользуются наибольшим распространением. Они размещаются в ядрах локальных антикавказских складок и отчасти в разрывных нарушениях, возникших в крыльях этих складок.

В пределах плагиигранитов образовались различной величины трещины, по которым внедрились дополнительные интрузивы плагиигранит-порфиров. Промежуток времени, отде-

Комплекс	Группа	Фаза внедрения	Собственно интрузивная фаза			Фаза дополнительных интрузивов	Фаза жильных пород	
			Главная интрузивная фация	Фация эндоконтактов	Фация сателлитов		Первый этап	Второй этап
Предверхнеюрский	Шамшадинская, часть Кедабек—Дашкесанская	I	Плагиограниты	а) Плагиогранодиориты б) Кв. диориты	Мелкозернистые плагиограниты	Плагиогранит-порфиры	Плагиограниты	Диорит-порфириты
		II	Порфиroidные плагиограниты	а) Порфиroidные плагиогранодиориты б) Порфиroidные кв. диориты	Порфиroidные плагиограниты	—	Плагиоаплит-порфиры	
		III	Алякситовые граниты	—	—	—	Граноаплиты	—
Йоловская	Алавердская	I	Габбро, кв. габбро-диориты	—	—	—	—	—
		II	Биотитовые кварцевые диориты	а) Диориты б) Кв. диорит-порфириты в) Роговообманковые и роговообманково-биотитовые кв. диориты	а) Биотитовые кв. диориты и кв. диорит-порфириты б) Роговообманковые и роговообманково-биотитовые кв. диориты в) Диориты	—	а) Плагиоаплиты б) Аплиты в) Жил. граниты г) Пегматиты д) Плагиоклазиты	а) Микродиориты б) Диорит-порфириты в) Кв. диорит-порфириты г) Плагиоаплит-порфиры
		III	Плагиогранодиориты (отчасти гранодиориты)	а) Кв. диориты б) Кварцсодержащие диориты	Плагиогранодиориты	Плагиогранодиорит-порфиры	а) Плагиоаплиты б) Аплиты в) Гранит-порфиры г) Пегматиты	
		IV	Плагиограниты	Плагиогранодиориты	Плагиограниты	Плагиогранит-порфиры	а) Плагиоаплиты б) Аплиты (редко) в) Пегматиты	
		V	Граниты	—	—	—	а) Аплиты б) Жил. граниты в) Пегматиты	
I	Гранодиориты	а) Габбро б) Габбро-диориты в) Диориты г) Кв. диориты и др.	а) Габбро-диориты б) Диориты в) Кв. диориты	—	Плагиоаплиты	а) Диориты б) Диорит-порфириты и другие		
Ижеская	Кедабек—Дашкесанская	II	Граниты	а) Гранодиориты б) Плагиогранодиориты	—	—	а) Аплиты б) Пегматиты	—
		I	Габбро, габбродиориты	—	—	—	—	—
		II	Гранодиориты	а) Кв. диориты б) Диориты в) Габбро и габбродиориты	а) Гранодиориты б) Кв. диориты в) Диориты	—	а) Гранодиорит-порфиры б) Плагиоаплиты в) Аплиты и др.	а) Диорит-порфириты б) Габбро-порфириты и др.
Нижеская	Мехманинская	I	Биотитовые кв. диориты	а) Диориты б) Кв. диорит-порфириты в) Роговообманковые и роговообманково-биотитовые кв. диориты	а) Плагиогранодиорит-порфиры б) Кв. диорит-порфириты	—	а) Плагиоаплиты б) Аплиты в) Гранодиорит-порфиры и др.	а) Диорит-порфириты б) Спессартиты в) Одициты и др.
		I	Кв. диориты	Диориты	—	—	—	—
Верхнемеловой (?)	Шальва—Лачинский массив	I	Плагиограниты	а) Плагиогранодиориты б) Кв. диориты в) Диориты	а) Плагиограниты б) Плагиогранодиориты	Плагиогранит-порфиры	Плагиоаплиты	а) Кв. диорит-порфириты б) Диорит-порфириты
		I	Гранодиориты	—	—	—	—	—
			II	Граниты	—	—	—	—
Верхнемеловой (?)	Учтапа—Кызылкаинский интрузив	I	Гранодиориты	—	—	—	—	—
		II	Граниты	—	—	—	—	—

ляющий породы первой фазы от дополнительных интрузивов, иногда был настолько незначительным, что первые еще не успели полностью кристаллизироваться, последовало вторжение дополнительных интрузивов и потому между ними возникли постепенные контакты. Однако главная часть дополнительных интрузивов внедрилась значительно позже плагиогранитов первой фазы, о чем свидетельствуют наличие обломков плагиогранитов в плагиогранит-порфирах, контактовое воздействие последних на первые, отчетливое пересечение пород первой фазы апофизами и мелкими телами плагиогранит-порфиров.

Во вторую фазу образовались порфировидные плагиограниты, приуроченные к ядрам антикавказских антиклинориев. После полной консолидации порфировидных плагиогранитов возникли мелкие разрывные нарушения и трещины, по которым последовало вторжение аляскитовых гранитов.

Таблица 83

Средние минералогические составы последовательно сформировавшихся пород предверхнеюрского интрузивного комплекса

Породы Минералы	Плагиограниты	Плагиогранит-порфиры	Порфировидные плагиограниты	Аляскитовые граниты
Плагиоклаз	59,2	52,16	53,88	23,26
Кварц	35,0	47,54	34,18	45,25
Калиевый полевшпат	—	—	6,95	30,82
Роговая обманка	3,5	—	3,89	—
Биотит	—	—	—	0,37
Акцессории	2,3	0,30	1,10	0,30
Средний № плагиоклаза	26,5	8	24,7	6,8

Как видно из табл. 83 и вышеизложенного материала, предверхнеюрские гранитоиды обладают некоторыми специфическими особенностями минералогического состава.

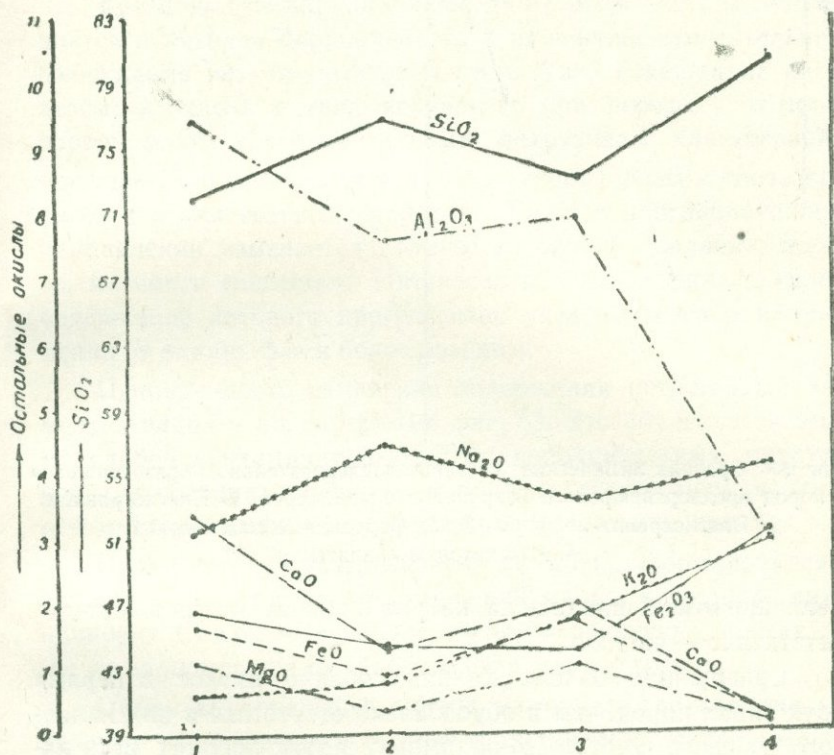
Прежде всего они характеризуются повышенным содержанием плагиоклаза и кварца. Из цветных минералов пироксен полностью отсутствует, а биотит является редкостью. Роговая обманка присутствует только в контаминированных породах первой и второй фаз и то в незначительном количестве. В резко преобладающей массе интрузивных пород калиевый полевой шпат отсутствует. Если исключить аляскитовые граниты среди породообразующих минералов, он играет незначительную роль.

Таблица 84

Средние химические составы последовательно образовавшихся пород предверхнеюрского интрузивного комплекса

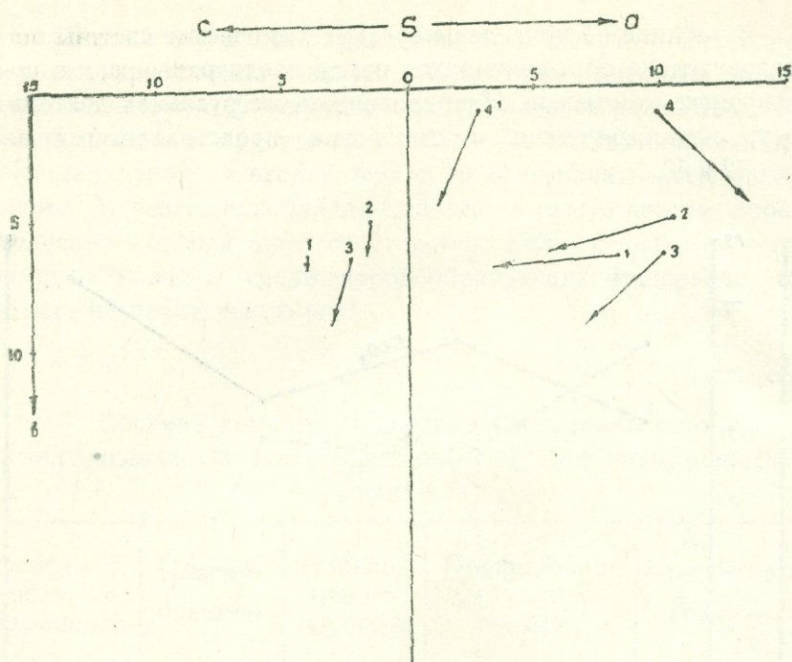
Окислы и числа Заварицкого	Плагиограниты	Плагиотранитпорфиры	Порфиривидные плагиограниты	Аляскитовые граниты
SiO ₂	71,80	76,65	73,09	80,50
TiO ₂	0,18	0,17	0,19	0,08
Al ₂ O ₃	14,49	12,60	12,94	7,94
Fe ₂ O ₃	1,90	1,35	1,29	3,13
Feo	1,65	0,92	1,75	0,29
Mno	0,04	0,01	0,01	—
Mgo	1,10	0,37	1,06	0,22
CaO	3,38	1,33	1,98	0,28
Na ₂ O	3,10	4,42	3,55	4,16
K ₂ O	0,74	0,85	1,74	3,01
ppp	1,04	11,45	1,75	0,20
H ₂ O	0,35	0,23	0,40	0,03
a	7,75	10,49	9,97	9,93
c	4,15	1,49	2,39	—
b	—	—	—	2,71
s	6,66	5,18	6,52	0,90
a'	81,44	82,84	81,12	86,46
f'	48,98	50,0	30,61	—
m'	47,96	37,5	41,84	—
c'	3,06	12,5	27,55	35,71
n'	—	—	—	35,71
n	—	—	—	28,58
	87,7	87,6	76,0	58,44

В таблице 84 приведены средние химические составы последовательно образовавшихся пород предверхнеюрского интрузивного комплекса. Направленность интрузивной деятельности иллюстрируется диаграммами, представленными на фиг. 52 и 53.



Фиг. 52. Вариационная диаграмма средних химических составов последовательно образовавшихся пород предверхнеюрского интрузивного комплекса. Для глинозема начало координата 5%.
1. Плагииграниты. 2. Плагиигранит-порфиры. 3. Порфирировидные плагииграниты. 4. Аляскитовые граниты.

Наиболее характерной особенностью химизма пород плагиигранитного состава является низкое содержание окисла калия, чем и объясняется их отчетливо выраженный натриевый облик. Это хорошо наблюдается на левой проекции диаграммы фиг. 53, где векторы круты благодаря большой



Фиг 53. Средние химические составы последовательно образовавшихся пород предверхнеюрского интрузивного комплекса. 1. Плагиограниты. 2. Плагиогранит-порфиры 3. Порфирированные плагиограниты. 4. Аляскистые граниты.

величине отношения окисла натрия к окислу калия и соответственно — числа n .

Содержание окисла калия особенно низкое в первых двух типах пород, чем и обусловлено отсутствие в них калиевого полевого шпата. По-видимому, в этих породах весь калий изоморфно входит в плагиоклаз.

Аляскистые граниты отличаются повышенным количеством калия, но в них также натрий преобладает над калием. Они по химизму ближе всего стоят к среднему аляскинту, отличаясь повышенным содержанием кремнезема и пониженным — окисла калия и общей суммы щелочей.

Все породы характеризуются повышенным количеством кремнезема, но пониженным — щелочей. На правой проекции векторы пород первых двух фаз и дополнительных интрузивов резко наклонены вниз и вправо и, следовательно, принадлежат к ряду, пересыщенному глиноземом.

Таким образом, для пород предверхнеюрского интрузивного комплекса характерны: 1) отчетливо выраженный натриевый облик; 2) повышенное содержание кремнезема, но пониженное — щелочей и, особенно, окисла калия; 3) обычно пересыщенность глиноземом.

Как видно из вариационной диаграммы фиг. 52, наблюдается некоторая периодичность в изменении относительного содержания петрогенных элементов. Так, содержание кремнезема и окисла натрия возрастает при переходе от пород первой фазы к дополнительным интрузивам плагиогранит-порфиоров, затем убывает в породах второй фазы и снова возрастает в аляскитовых гранитах. Прямо в противоположном направлении изменяется количество окислов кальция, железа, магния и глинозема. Интересно поведение окисла калия, содержание которого прогрессивно увеличивается в направлении от ранних фаз к более поздним.

Периодичность изменения содержания петрогенных элементов видна и на диаграмме фиг. 53. Это объясняется весьма слабой контаминированностью дополнительных интрузивов плагиогранит-порфиоров и полным отсутствием явления ассимиляции в наиболее поздних аляскитовых гранитах.

Нижнемеловой интрузивный комплекс формировался в результате многократных вторжений магмы в крупные антиклинории Сомхето-Кафанской зоны. В различных частях зоны устанавливается от одной до пяти фаз внедрения.

Объем внедрившейся магмы изменился во времени по-разному в зависимости от пространственного расположения в тектонической зоне. Так, в Алавердском антиклинории в начале интрузивной деятельности объем внедрившейся магмы был незначителен, затем доходил до максимума и в конце снова резко уменьшался. В Кафанском антиклинории объем магмы обеих фаз был почти равносильным.

В Алавердском антиклинории самые ранние инъекции магмы представлены мелкими телами габброидов и кварцевых габбро-диоритов. Формирование наиболее крупных интрузивов кварцдиоритового состава имело место во вторую фазу, синхронную с максимальным напряжением орогенных движений. Следующий этап ознаменовался вторжением пла-

гиогранодиоритов, а затем плагиогранитов. К последней фазе относятся граниты.

После формирования перечисленных пород внедрилась главная масса близповерхностных малых тел кварцевых альбитофиров. Они образовались в конце складчатости, возможно, в период смены орогенических движений эпейрогеническими.

Интрузивные породы Алавердской группы обнаруживают ряд специфических признаков минералогического состава (см. табл. 85).

Для них характерно пониженное содержание цветных минералов. Последние представлены роговой обманкой, моноклинным пироксеном и биотитом, причем тиоморфным цветным минералом является роговая обманка, которая отсутствует только в гранитах. Пироксен типичен лишь для наиболее загрязненных пород первой фазы. Редким является и биотит, который в незначительном количестве присутствует в кварцевых диоритах, и то не во всех его разновидностях. В остальных типах пород устанавливается либо полное отсутствие, либо ничтожное содержание биотита.

Наиболее характерной особенностью минералогического состава гранитоидов Алавердской группы является повышенное содержание кварца, плагиоклаза и отсутствие в большинстве пород калиевого полевого шпата. Поэтому, мы считали целесообразным назвать их плагиогранодиоритами, плагиогранитами и т. д. Количество калиевого полевого шпата незначительное в плагиогранодиоритах и ничтожное в кварцевых диоритах. Среди интрузивных пород исключение составляют граниты, отличающиеся повышенным содержанием калиевого полевого шпата.

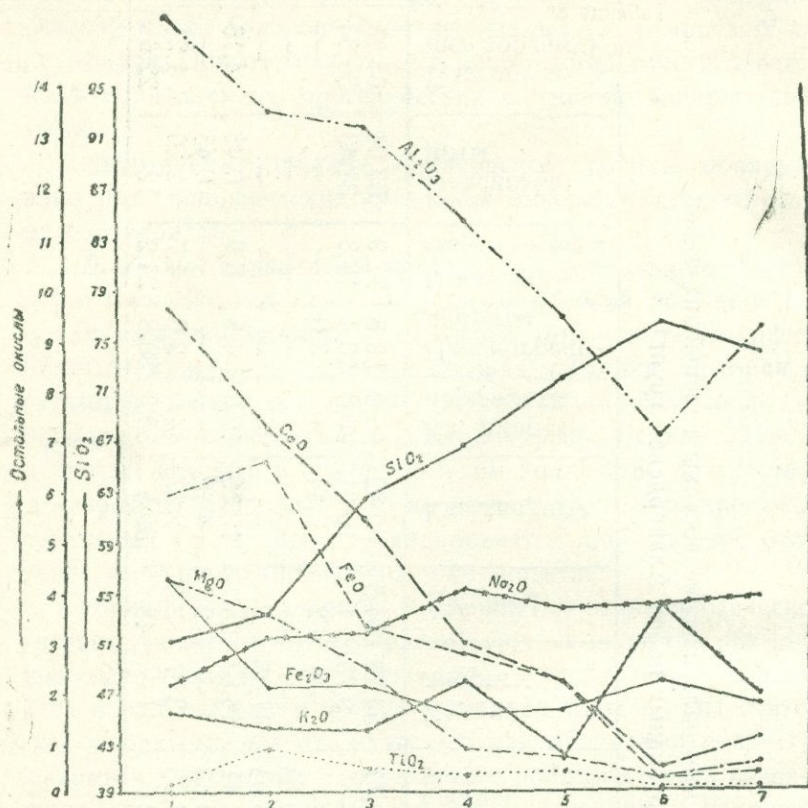
В таблице 86 приведены средние химические составы последовательно образовавшихся интрузивных пород Алавердской группы, а также наиболее гибридных пород первой фазы и кварцевых альбитофиров. Направленность интрузивной деятельности иллюстрируется диаграммами, представленными на фиг. 54 и 55. Эти диаграммы построены на основании табл. 86.

Важными особенностями химического состава гранитоидов являются: 1) отчетливо выраженный натриевый облик;

Средние минералогические составы главных типов интрузивных пород Алавердской группы

Минералы	Типы пород									
	Габбро	Кв. габродиориты	Диориты	Кв. диориты	Кв. диорит-порфириты	Плагиогранодиориты	Плагиогранодиорит-порфиры	Плагиограниты	Плагиогранит-порфиры	Розовые граниты
Плагиоклаз	60,71	54,26	64,5	62,82	66,0	59,8	72,9	63,04	63,65	18,78
Кварц	—	9,75	1	19,91	20,0	25,4	18,8	34,40	30,85	40,81
Калиевый полевой шпат	—	—	2	0,14	—	8,0	—	—	—	39,58
Оливин	0,38	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Пироксен	26,94	17,25	2	—	—	—	—	—	—	—
Роговая обманка	3,41	14,87	25	10,59	10,0	4,8	6,6	0,48	4,16	—
Биотит	0,63	—	2	4,12	—	—	—	0,48	—	0,25
Аксессуары	7,93	3,87	3,5	2,27	4,0	2,0	1,7	2,36	1,21	0,56
Средний № плагиоклаза	62	41	48	39,5	38,5	30,8	24,2	12	22,6	10,5

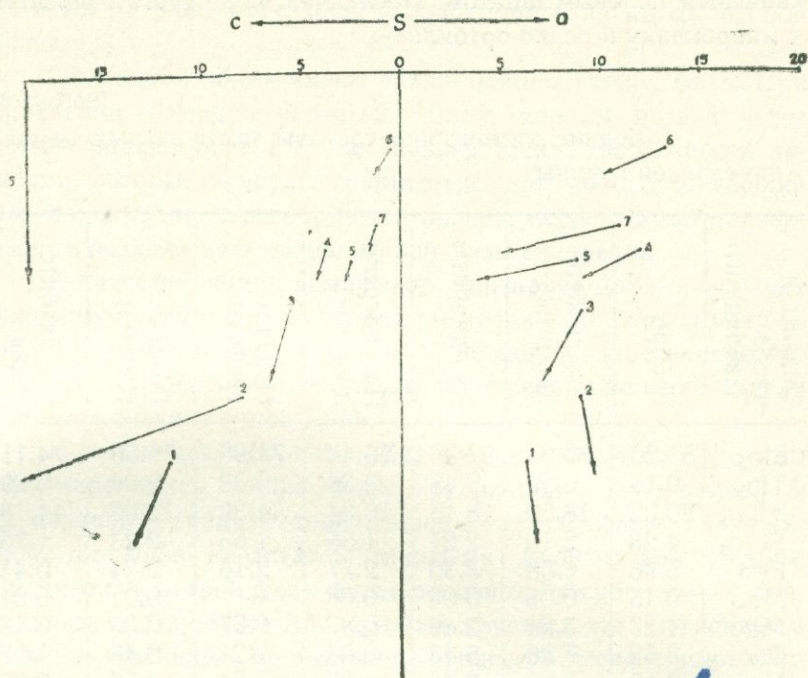
2) повышенное содержание кремнезема, но пониженное — щелочей, окислов магния, железа и кальция; 3) пересыщенность глиноземом.



Фиг. 54. Вариационная диаграмма средних химических составов последовательно образовавшихся интрузивных пород Алавердской группы. Для глинозема начало координат 5%. 1. Габбро. 2. Кв. габбро-диориты. 3. Кв. диориты. 4. Плаггиограндиориты. 5. Плаггиограниты. 6. Гваниты. 7. Кв. альбитофиры.

Приведенные диаграммы показывают, что интрузивный магматизм характеризуется определенной направленностью, состоящей в увеличении содержания кремнезема и уменьшении количества глинозема, окислов железа, магния и кальция.

При переходе от основных пород к кислым содержание окисла натрия возрастает, а затем остается почти постоянным.



Фиг. 55. Средние химические составы последовательно образовавшихся интрузивных пород Алавердской группы. 1. Габбро. 2. кв. габбро-диориты. 3. Кв. диориты. 4. Плаггиогранодиориты. 5. Плаггиограниты. 6. Граниты. 7. Кв. альбитофиры.

В Кафанском антиклинории Цавская группа сформировалась благодаря двум последовательным фазам внедрения магмы. Породы первой фазы характеризуются большим разнообразием петрографического состава, что объясняется процессами ассимиляции и последующим воздействием на них магмы второй фазы. Они отличаются от аналогичных пород нормального состава большей кислотностью плаггиоклаза, несколько повышенным содержанием калиевого полевого шпата, но пониженным — кварца. Среди цветных минералов роговая обманка является типоморфным, а биотит — редкостью.

Породы второй фазы представлены гранитами, отличающимися пониженным содержанием калиевого полевого шпата и часто кварца. Без исключения плаггиоклаз преобладает над

калиевым полевым шпатом. Последний чаще всего относится к микроклину и редко ортоклазу.

Таблица 86

Средние химические составы интрузивных пород
Алавердской группы

Окислы и числа Заварицкого	Габбро	Кв. габбро- диориты	Кв. диориты	Плагιοграно- диориты	Плагιο- граниты	Розовые граниты	Кв. альбито- фиры
SiO ₂	51,20	53,6	62,38	66,48	71,96	76,56	74,11
TiO ₂	0,19	0,89	0,48	0,38	0,38	0,09	0,09
Al ₂ O ₃	20,32	18,50	18,15	16,34	14,39	12,09	14,18
Fe ₂ O ₃	4,28	2,10	2,21	1,55	1,63	2,23	1,75
Feo	5,96	6,58	3,30	2,77	2,18	0,24	0,41
Mno	0,15	0,08	0,06	0,68	—	0,01	0,01
Mgo	4,27	3,54	2,49	0,87	0,67	0,35	0,59
CaO	9,62	7,28	5,43	3,04	2,21	0,48	1,05
Na ₂ O	2,16	3,09	3,18	4,05	3,64	3,75	3,87
K ₂ O	1,61	1,28	1,24	2,20	0,76	3,76	1,98
nnn	0,09	2,80	0,78	2,08	1,63	0,49	0,95
H ₂ O	0,03	0,08	0,18	0,22	0,01	0,09	0,28
a	6,19	9,0	9,01	11,9	8,71	13,2	10,93
c	11,57	8,0	6,66	3,8	2,57	0,5	1,24
b	19,16	16,0	11,86	8,8	9,26	3,7	7,48
s	63,08	67,0	72,47	75,5	79,46	82,6	80,35
a'	—	—	19,88	29,5	51,43	31,5	62,61
f'	53,46	54,0	43,86	54,0	36,43	54,5	24,35
m'	41,15	41,1	36,26	16,5	12,14	14,0	13,04
c'	5,39	5,9	—	—	—	—	—
n	83,3	78	80	74	87,8	61,5	75

Наиболее специфическим признаком химизма пород первой фазы Цавской группы является их щелочной характер. Они обычно обладают повышенным содержанием щелочей против нормальных типов аналогичных пород. Для них особенно характерно повышенное содержание окисла натрия, в потому имеют отчетливый натриевый облик. Это обусловлено интенсивной альбитизацией плагиоклаза под воздействием

богатых натрием растворов, выделившихся из магмы второй фазы.

Натриевый облик имеют также породы второй фазы. При сравнении со средними типами Дэли, породы первой фазы обнаруживают почти те же специфические особенности химизма, которые присущи гранитам второй фазы. Это лишнее раз доказывает, что гибридные породы первой фазы подвергались воздействию магмы второй фазы внедрения.

В качестве общих химических признаков для пород обеих фаз можно отметить повышенное содержание окисла натрия, повышенная величина числа a , n , но пониженное количество окисла кальция и соответственно пониженная величина числа c против средних типов Дэли.

Интрузивные породы Кедабек-Дашкесанской группы сформировались в две фазы: 1) ранней — габброидной и 2) поздней — гранитоидной. Породы первой фазы обнаруживают большое сходство с таковыми Алавердской группы. Гранитоиды второй фазы более основные по сравнению с аналогичными породами Алавердской группы, что объясняется более интенсивным проявлением процессов ассимиляции. Они также имеют отчетливый натриевый характер. Сравнительно слабо контаминированные гранитоиды в большинстве случаев отличаются от нормальных типов подобных пород несколько повышенным содержанием кремнезема, но пониженным — щелочей, окислов железа и кальция.

Мехманинский интрузив соответствует породам второй фазы внедрения Алавердской группы, обнаруживая те же химико-минералогические особенности.

По вещественному составу и широкому проявлению явлений ассимиляции Южно-Карабахские интрузивы сходны с гибридными породами первой фазы Цавской группы.

Нижнемеловые гранитоиды каждой группы принадлежат к одному магматическому очагу, поскольку, как видно из вышеприведенных данных, они обладают многими общими химико-минералогическими признаками.

Породы нижнемелового интрузивного комплекса в целом также обнаруживают многие общие признаки вещественного состава.

Это позволяет предполагать, что друг от друга значитель-

но отдаленные магматические очаги возникли примерно на одинаковых глубинах сиалической оболочки, имеющих близкий вещественный состав.

Наблюдаемые некоторые различия в петрохимических признаках гранитоидов разных участков тектонической зоны обусловлены, главным образом, различной степенью загрязнения кислой магмы посторонним материалом верхних структурных ярусов земной коры (см. ниже). Например, первая инъекция магмы в Кафанском антиклинории была кислая, но в силу загрязнения основных вулканогенных пород юры она потеряла свой первоначальный состав.

Для нижнемелового интрузивного комплекса можно отметить следующие общие признаки минералогического состава: 1) повышенное содержание плагиоклаза и кварца; 2) меньшая основность плагиоклаза; 3) отсутствие или незначительное содержание калиевого полевого шпата в большинстве гранитоидов; 4) обычно принадлежность калиевого полевого шпата к нерешетчатому микроклину; 5) низкое содержание цветных минералов, причем из них более или менее типоморфным является роговая обманка, пироксен — появляется лишь в интенсивно контаминированных породах ранней фазы, а биотит — редкость; 6) обычно принадлежность пироксена к ферроавгиту.

Некоторые из перечисленных признаков не характерны для пород первой фазы Цавской группы. Так, они отличаются пониженным количеством кварца, частым присутствием пироксена и калиевого полевого шпата.

Как было отмечено, это объясняется интенсивной ассимилиацией пород первой фазы и последующим воздействием на них кислой магмы второй фазы.

Гранитоиды нижнемелового комплекса обнаруживают следующие общие признаки химического состава: 1) отчетливо выраженный натриевый облик; 2) принадлежность к ряду, пересыщенному глиноземом; 3) повышенное содержание кремнезема; 4) пониженное содержание щелочей (особенно окисла калия) и часто окислов кальция, магния и железа.

Учтапа-Кызылкаинский интрузив верхнемелового возраста сформировался в две фазы: в первую фазу внедрились гранодиориты, а во вторую фазу — граниты. По петрографи-

ческому составу они сходны с подобными породами нижнемелового интрузивного комплекса.

Породы Шальва-Лачинского массива предположительно верхнемелового возраста сходны с плагиогранитами предыдущих интрузивных комплексов. Только они отличаются несколько повышенным содержанием калиевого полевого шпата (0,75—11,35%), биотита (3,95—12%) и повышенной основностью плагиоклаза, что сближает их с третичными гранитоидами. Кроме того, в них отсутствуют такие широкие явления анометаморфизма, каковые наблюдаются в плагиогранитах предверхнеюрского и нижнемелового возрастов.

В разновозрастных гранитоидах Сомхето-Кафанской зоны устанавливается наличие ряда генераций одних и тех же минералов. Принадлежность их к разным генерациям доказывается и по непосредственным реакционным замещениям.

Порядок выделения минералов в породах разных фаз и фаций, а также в различных пунктах отдельных массивов иногда меняется, что вызвано явлениями ассимиляции и другими факторами.

В гранитоидах главная масса плагиоклаза выделилась раньше всех порообразующих минералов. В большинстве случаев он относится к трем генерациям. Наблюдаются значительные различия в составе плагиоклазов разных генераций, причем основность их уменьшается при переходе от ранней к третьей. В каждой разновидности пород состав плагиоклаза первой и второй генераций более ощутимые, чем второй и третьей. В каждой разновидности пород состав плагиоклаза одной и той же генерации подвергается небольшим колебаниям. Однако пределы колебания номера плагиоклазов первой генерации более широкие, чем остальных генераций.

Роговая обманка чаще всего принадлежит к трем генерациям, которые ассоциируют с различными минералами. Роговая обманка ранних генераций (особенно первой) нередко образует двойники. В Кохбском массиве для роговых обманок второй генерации установлены наибольшие углы оптических осей, а для третьей генерации — наименьшие углы. В контаминированных породах кварц-диоритового состава встречается роговая обманка еще одной наиболее поздней генерации, которая выделилась после кварца.

В кислых гранитоидах (особенно в гранитах) биотит кристаллизовался после полевых шпатов и в некоторых случаях даже после наиболее позднего кварца. Биотит этой поздней генерации отличается сравнительно слабым плеохроизмом и меньшей силой двупреломления.

Калиевый полевой шпат представлен нерешетчатым микроклином, редко ортоклазом. Он обычно образует каемки вокруг плагиоклазовых кристаллов, что характерно для мезозойских гранитоидов Сомхето-Кафанской зоны с меньшим содержанием окисла калия. В ранних гранитоидах, в силу незначительного содержания, калиевый полевой шпат является одним из наиболее поздних выделений. В гранитах констатируется более раннее выделение ортоклаза относительно микроклина.

Акцессорные минералы также принадлежат к нескольким генерациям, причем преобладающая часть их кристаллизовалась после главных породообразующих минералов совместно с биотитом. Из них магнетит, сфен и апатит в породах фации эндоконтактов часто ассоциируют с роговой обманкой.

Чаще всего встречаются две генерации апатита, ранняя из которых в виде вытянутых игольчатых кристаллов хаотично располагается в плагиоклазе и кварце поздних генераций и иногда обнаруживает косое погасание, а поздняя образует короткие призмочки в промежутках между светлыми минералами. В породах фации эндоконтактов апатит содержит включения черного рудного минерала, придающего ему мутноватый оттенок.

Сфен относится к нескольким генерациям, причем ранняя из них встречается в виде единичных клинообразных кристаллов, ассоциирующих с роговой обманкой и обнаруживающих отчетливо выраженную дисперсию биссектрис и сравнительно резкий плеохроизм. Сфен второй генерации является преобладающим; образует более темные неправильные зерна в интерстициях главных породообразующих минералов; обнаруживает слабый плеохроизм и мелкую точечную ирризацию. Сфен третьей генерации в виде микропрожилков сечет главные породообразующие минералы; по окраске и слабому плеохроизму сходен с предыдущим. Сфен поздней генерации образует бесформенные грязнобурые агрегаты, возникающие

в результате разложения цветных минералов. Сфен первой генерации встречается в породах главной интрузивной фации. Содержание сфенов остальных генераций увеличивается по мере возрастания контаминированности пород. В интенсивно гибридизированных породах фации эндоконтактов сфен первой генерации, как правило, отсутствует. Он изобилует сфеном второй генерации.

Из аксессуариев чаще всего циркон обнаруживает тенденцию к выделению раньше вышеотмеченных минералов. Он нередко располагается в полевых шпатах. Однако преобладающая масса его также кристаллизовалась после главных породообразующих минералов.

Таким образом, выделения аксессуарных минералов начинается в первые стадии кристаллизации гранитоидов, но накопление главной массы их происходит в конечных стадиях после главных породообразующих силикатов. Есть основание предполагать, что некоторая часть аксессуариев выделяется в постмагматическую стадию.

Как видно из приведенных данных, оптические свойства некоторых одноименных главных породообразующих и аксессуарных минералов меняется от генерации к генерации.

С интрузивной деятельностью Сомхето-Кафанской зоны связано образование разнообразных жильных пород, пользующихся наибольшим распространением в нижнемеловых гранитоидах. Генетическая связь их с интрузивным магматизмом доказывается тем, что они преимущественно приурочены к интрузивам и их экзоконтактовым зонам, причем гранитоиды и с ними тесно ассоциирующиеся жилы обладают многими общими химико-минералогическими и геохимическими признаками (см. ниже). Кроме того, намечается определенная зависимость между составом жильных пород и интрузивов.

Среди разнообразных жильных пород, наибольшим различием пользуются плагиоаплиты, что объясняется бедностью гранитоидов калиевым полевым шпатом.

Жильные породы первого этапа контролируются мелкими локальными трещинами, в то время как жильные образования второго этапа пространственно тяготеют к системам более крупных трещин. Первые из них не сопровождаются

закаленными оторочками и, следовательно, наиболее близко связаны по времени образования с интрузивами. Их раннее внедрение по отношению к жильным породам второго этапа доказывается и по непосредственным пересечениям.

Наибольшая концентрация меланократовой серии жильных образований второго этапа наблюдается в гибридизированных гранитоидах ранних фаз, с которыми обнаруживают ряд общих черт петрографического состава. Они встречаются и в значительном удалении от обнажающихся интрузивов. Подобные жильные породы второго этапа в гранитах разновозрастных комплексов отсутствуют.

Жильные породы одинакового состава обоих этапов принадлежат, по крайней мере, к двум поколениям, что доказывается их непосредственными пересечениями, наблюдаемыми во многих массивах Сомхето-Кафанской зоны.

Для жильных пород первого этапа типоморфными породообразующими минералами являются кислый плагиоклаз, кварц и калиевый полевой шпат, причем обычно первый доминирует над вторым, которым подчинен калиевый полевой шпат.

Из цветных минералов редко присутствует биотит и то в ничтожном количестве.

В аплитовых жилах иногда наблюдается явление контаминации с образованием обыкновенной роговой обманки и основного плагиоклаза. Такие аплитовые жилы встречаются в Цавском массиве, где они секут гибридные породы первой фазы и содержат роговую обманку, ассоциирующую с основным плагиоклазом. Часть этих минералов попала в аплитовый расплав из вмещающих гибридных пород первой фазы, и потому она подверглась коррозии с образованием обесцвеченных скелетообразных зерен. Об этом свидетельствует и наличие в контаминированных аплитах небольших участков, слагающихся сплошь из плагиоклаза и роговой обманки, к которым примешиваются редкие зерна кварца и калиевого полевого шпата.

Некоторые признаки минералогического состава жильных образований второго этапа указывают на их гибридное происхождение. К ним относятся повышенное содержание роговой обманки, отсутствие или пониженное содержание ка-

Схема формирования гранитоидов Армянской зоны

Комплекс	Группа	Фаза внедрения	Собственно интрузивная фаза			Фаза дополнительных интрузивов	Фаза жильных пород	
			Главная интрузивная фация	Фация эндоконтактов	Фация сателлитов		Первый этап	Второй этап
Древний	Араканская, Мелевский интрузив	I	Ультраосновные и основные породы	—	—	—	—	—
		II	Гранитогнейсы, гнейсовидные плагиограниты	а) Гранодиориты б) Плагиогранодиориты	—	—	Аляскиты	—
		III	Кв. диориты	Диориты	—	—	а) Аплиты б) Пегматиты	а) Микродиориты б) Кв. диорит-порфиры
		IV	Плагиограниты	а) Плагиогранодиориты б) Кв. диориты	—	—	Плагиоаплиты	—
Нижне-ловой	Слитакский интрузив	I	Биотитовые кв. диориты	а) Роговообманковые кв. диориты б) Роговообманково-биотитовые кв. диориты в) Диориты	—	—	а) Плагиоаплиты б) Аплиты в) Жил. граниты и плагиогранодиориты г) Пегматиты	а) Микродиориты б) Диорит-порфиры в) Кв. диорит-порфиры
Памбако—Баумская		I	Габброиды	—	—	—	—	—
		II	Граниты, гранодиориты	а) Габбро, габбро-диориты и др. б) Кв. диориты, монзониты (кварцевые и бескварцевые) и др.	а) Кв. диориты, диориты б) Гранодиориты в) Монзониты	Кв. монзониты	а) Аплиты б) Пегматиты в) Гранодиорит-порфиры	а) Диорит-порфиры б) Микродиориты в) Габбро-порфиры г) Микрогаббро
		III	Порфиоровидные граниты	а) Гранодиориты б) Граносиениты	Порфиоровидные граниты и гранодиориты	—	а) Аплиты б) Пегматиты	а) Диорит-порфиры б) Микродиориты
		IV	Щелоч. и нефел. сиениты, фельдшпатолиты	а) Сиениты б) Сиенито-диориты в) Габбро-сиениты	а) Щелочные сиениты б) Нордмаркиты	—	а) Щелоч. сиенит-порфиры б) Бостониты в) Пегматиты г) Нефел. сиенит-порфиры	—
Мегринская		I	Габброиды	—	—	—	—	—
		II	Монзониты (кварцевые и бескварцевые), гранодиориты	а) Оливиновые пироксениты б) Габбро-пироксениты, габбро, диориты в) Кв. диориты, сиенито-диориты и др.	—	а) Граниты б) Граносиениты в) Гранодиориты	а) Аплиты б) Пегматиты в) Гранодиорит-порфиры г) Гранит-порфиры	а) Диорит-порфиры б) Кв. диорит-порфиры в) Габбро-порфиры г) Гранодиорит-порфиры д) Лампрофиры
		III	Граниты, гранодиориты	а) Граносиениты б) Банатиты	—	а) Гранодиорит-порфиры б) Гранодиориты в) Порф. граниты	а) Аплиты б) Пегматиты в) Гранодиорит-порфиры г) Гранит-порфиры	а) Диорит-порфиры б) Кв. диорит-порфиры в) Габбро-порфиры г) Гранодиорит-порфиры д) Лампрофиры
		IV	Порфиоровидные граниты	а) Гранодиориты б) Граносиениты в) Адамелиты	—	а) Гранит-порфиры б) Гранодиорит-порфиры	—	—
Баргушатская		I	Граниты, гранодиориты	а) Оливиниты, перидотиты б) Троктолиты, анортозиты, габброиды в) Диориты, кв. диориты, монзониты г) Сиениты, щелочные сиениты	а) Кв. диориты, диориты б) Гранодиориты в) Монзониты и др.	—	а) Аплиты б) Гранодиорит-порфиры в) Гранит-порфиры г) Граносиенит-аплиты	а) Диорит-порфиры б) Пироксеновые порфиры в) Плагиоклаз-биотитовые порфиры и др.
		II	Граносиениты	а) Гранодиориты б) Кв. диориты в) Диориты	—	—	—	—
		III	Порфиоровидные граниты	а) Гранодиориты б) Граносиениты	—	—	—	—
Айцзорская		I	Монзониты, отчасти граниты	а) Габброиды, анортозиты б) Габбро-диориты, диориты в) Кв. диориты, сиенито-диориты	—	—	—	Пироксеновые порфиры
		II	Диорит-порфиры	—	—	—	—	—
		III	Граносиениты, порф. граниты	а) Сиениты, сиенито-диориты б) Гранодиориты, кв. сиениты в) Кв. диориты, диориты	—	—	а) Аплиты б) Пегматиты в) Гранодиорит-порфиры	Лампрофиры (минетты)
Далилагский массив		I	Кв. сиенито-диориты	а) Диориты б) Сиенито-диориты	—	—	а) Кв. сиенит-аплиты б) Кв. сиенит-диориты	а) Диориты б) Микродиориты в) Диорит-порфиры г) Микрогаббро
		II	Граниты, гранодиориты	а) Диориты, кв. диориты б) Граносиениты в) Кв. сиениты	—	—	—	—

левого полевого шпата и кварца, повышенная основность плагиоклаза, нередко наблюдаемая мутноватость вкрапленников плагиоклаза и др. Для них биотит и моноклинный пироксен являются весьма редкими.

Плагиаоплит-порфиры второго этапа отличаются от аналогичных пород первого этапа присутствием роговой обманки, пониженным содержанием кварца и повышенной основностью плагиоклаза. Это говорит о том, что эти однотипные по петрографическому составу жильные породы возникли в различных условиях, причем специфические особенности плагиаоплит-порфиров второго этапа свидетельствуют об их гибридном характере.

В жильных образованиях обоих этапов главные породообразующие минералы в подавляющем большинстве случаев подвергаются широким колебаниям. Это наблюдается даже в наиболее кислых представителях пород жильной фазы, лишенных всяких следов контаминации.

Широкие колебания в относительном содержании породообразующих минералов характерны также для данной жильной породы из различных участков одного и того же массива. На это явление, имеющее общее значение, впервые обратил внимание В. С. Коптев-Дворников.

Породы жильной фазы характеризуются почти теми же признаками химического состава, что и гранитоиды. Жильные образования первого этапа отличаются от таковых второго этапа повышенным содержанием кремнезема, но пониженным — окислов железа, магния и кальция.

В Армянской тектонической зоне выделяются три разновозрастных гранитондных комплекса: а) древний (палеозойский), б) нижнемеловой, в) третичный.

Схема формирования гранитоидов Армянской зоны дана в таблице 87.

Нижнемеловые гранитоиды по петрографическому составу пород главной интрузивной фации, фации эндоконтактов и жильной фазы обоих этапов весьма сходны с кварцевыми диоритами того же возраста Сомхето-Кафанской зоны (см. табл. 87 и 82).

Палеозойские кислые интрузивы также обнаруживают

сходство с аналогичными породами Сомхето-Кафанской зоны. Им присущи следующие общие химико-минералогические признаки: 1) высокое содержание плагиоклаза и кварца; 2) отсутствие или низкое содержание калиевого полевого шпата; 3) незначительное количество роговой обманки, биотита и обычно отсутствие пироксена; 4) натриевый характер; 5) повышенное содержание кремнезема, но пониженное — окислов калия, железа, кальция и магния.

Однако палеозойские гранитоиды обладают и некоторыми отличительными особенностями, к которым относятся: 1) наличие решетчатого микроклина, типичного для древних интрузивов минерала; 2) частое присутствие мусковита; 3) преобладание в составе аксессуарных минералов апатита и наличие ортита; 4) довольно широкое проявление гранитизации и мигматизации; 5) сильная катаклазированность и гнейсовидность; 6) отсутствие характерных для мезозойских интрузивов жильных аляскитов (см. табл. 87); 7) исключительная приуроченность к эопалеозойской метаморфической толще.

Породы третичного интрузивного комплекса резко отличаются от палеозойских и мезозойских гранитоидов.

Прежде всего они характеризуются исключительным разнообразием петрографического состава (см. табл. 87), что является следствием более интенсивного проявления процессов ассимиляции.

Среди пород фации эндоконтактов имеются гипербазиты, отсутствующие в интрузивах палеозоя и мезозоя.

В составе третичного комплекса существенную роль играют монцониты, порфирировидные граниты и породы щелочно-го ряда, полностью отсутствующие в Сомхето-Кафанской зоне.

Пироксены являются типоморфными минералами для третичных гранитоидов и представлены диопсидом, авгитом, диопсид-геденбергитом, реже клиноэнстатитом и энстатитом. К характерным цветным минералам относится и биотит. Вообще для большинства гранитоидов характерно одновременное присутствие трех цветных минералов (пироксена, обыкновенной роговой обманки и биотита), но в различных количественных соотношениях.

В гранитах наряду с обыкновенной роговой обманкой встречается щелочной амфибол типа гастингсита.

В породах фации эндоконтактов часто появляется и оливин и то в большом количестве, вплоть до образования оливинитов (см. табл. 87).

Третичные гранитоиды, в отличие от палеозойских и мезозойских, характеризуются также повышенной основностью плагиоклаза, высоким содержанием калиевого полевого шпата, но пониженным — кварца. Калиевый полевой шпат обычно относится к аноклазу.

В кислых интрузивных породах третичного возраста нередко отмечаются мирмекиты. Известно, что петрографы по разному толкуют мирмекитообразование (Седерхольм, Бекке, А. И. Волженков, Фуке, Мишель-Леви и др.).

Однако общепризнанным является то, что мирмекиты образуются на контакте плагиоклаза с калиевым полевым шпатом и приурочены к наиболее кислым частям плагиоклаза.

Наши наблюдения показали, что в третичных гранитоидах мирмекиты возникли не только на контакте плагиоклаза с калиевым полевым шпатом, но в некоторых случаях на контакте плагиоклаза с кварцем (1957⁴, 1957⁶).

Микроскопические исследования позволили предполагать о возможности образования мирмекитов путем замещения плагиоклаза кварцем в стадии выделения последнего, когда магма богата была летучими компонентами.

Часто наблюдается мирмекитообразование и в постмагматическую стадию становления интрузивов.

Третичные гранитоиды обладают следующими химическими признаками, по которым они отличаются от палеозойских и мезозойских: 1) кали-натриевым или натри-калиевым обликом; 2) повышенным содержанием щелочей, особенно окисла калия; 3) низким количеством кремнезема, но высоким — окислов железа, кальция и магния.

Интрузивные породы кислого и среднего составов палеозоя и мезозоя пересыщены глиноземом, в то время как аналогичные породы третичного возраста нормального ряда.

Третичные интрузивы в различных частях Армянской зоны обнаруживают ряд специфических особенностей химического состава. Так, габброиды Айюндзора отличаются от по-

добных пород других групп повышенной щелочностью. Породы Далидагского массива обладают исключительно калиевым обликом. В юго-восточной части зоны гранитоиды в большинстве случаев имеют натри-калиевый облик, а в северо-западной части — кали-натриевый и даже отчетливо выраженный калиевый характер. Щелочные породы Памбако-Базумской группы, в отличие от таковых Южной Армении, обладают отчетливым калиевым обликом и т. д.

Для третичных жильных пород характерны те же вышеприведенные химико-минералогические особенности гранитоидов. Они отличаются от мезозойских жильных образований Сомхето-Кафанской зоны: 1) повышенным содержанием калиевого полевого шпата, но пониженным — плагиоклаза и кварца; 2) частым присутствием биотита; 3) значительным количеством пироксенов в меланократовых дайках второго этапа.

Как видно из табл. 87, среди пород жильной фазы отсутствуют наиболее типичные для мезозойских гранитоидов плагиоаплитовые жилы. Плагиоаплиты весьма редко встречаются лишь только в габброидах Памбако-Базумской группы, которые возникли вследствие ассимиляции граноаплитовым расплавом вмещающего габбрового материала. Они генетически связаны с гранитоидами второй фазы внедрения.

Граноаплиты также отличаются от таковых Сомхето-Кафанской зоны высоким содержанием калиевого полевого шпата и подчиненным количеством плагиоклаза.

Таким образом, при сопоставлении химико-минералогических особенностей разновозрастных интрузивов обеих тектонических зон Малого Кавказа выявляется сходство гранитоидов палеозоя и мезозоя, и их довольно резкое различие от пород третичного возраста.

2. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

За последнее время интерес к акцессорным минералам и микроэлементам магматических пород значительно возрос. Исследователи все больше уделяют внимания характеру распределения акцессорных минералов и микроэлементов в магматических породах. Это естественно, так как они играют

большую роль при выяснении отдельных петрогенетических сторон магматических явлений и имеют важное значение для установления генетической связи оруденения с магматизмом.

Имеющийся геохимический материал позволяет в известной мере выявить геохимические особенности гранитоидов Сомхето-Кафанской зоны и продуктов их постмагматической деятельности. Эта первая попытка установить закономерности в распределении акцессорных минералов и в поведении микроэлементов в акцессориях, разновозрастных интрузивных, жильных и контактово-измененных образованиях, и нет сомнения, что исследования в этом направлении в дальнейшем следует продолжить.

Из рассмотрения добытого геохимического материала можно сделать ряд выводов, некоторые из которых по-видимому, имеют общее значение.

1. Для разновозрастных гранитоидов Сомхето-Кафанской зоны комплекс акцессорных минералов представлен цирконом, апатитом, сфеном и рутилом (см. табл. 88). Редко попадаются барит, сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, киноварь.

Наиболее характерными акцессорными минералами для главной массы гранитоидов являются циркон, апатит и сфен.

Плагииграниты предверхнеюрского возраста характеризуются также постоянным присутствием рутила, чем и отличаются они от аналогичных пород нижнемелового возраста.

Для нижнемелового интрузивного комплекса рутил является редкостью. В незначительном количестве он иногда встречается в породах второй фазы Алавердской группы и фаций эндоконтактов первой фазы Цавской группы.

2. Дополнительные интрузивы и жильные образования обоих этапов наследуют ассоциацию руководящих акцессорных минералов гранитоидов, что указывает на их генетическое единство.

3. Количественные соотношения акцессориев изменяются в разновозрастных интрузивных комплексах, а также в породах разных фаций и фаз одного и того же комплекса.

а. В направлении от ранних фаз к поздним и от пород главной интрузивной фации к жильным образованиям перво-

Распределение акцессорных минералов в интрузивных и

Возраст	Группа	Фаза внедрения	Породы
Предверхнеюрский	Шамшадинская, частью Кедабек — Дашкесанская	I	Главной интрузивной фации Фации эндоконтактов Дополнительных интрузивов
		II	Главной интрузивной фации Фации эндоконтактов
		III	Главной интрузивной фации
		I—III	Жильной фазы I этапа
		I—II	Жильной фазы II этапа
Нижнемеловой	Алавердская	I	Главной интрузивной фации
		II	Главной интрузивной фации Фации эндоконтактов
		III	Главной интрузивной фации Фации эндоконтактов Дополнительных интрузивов
		IV	Главной интрузивной фации Фации эндоконтактов Дополнительных интрузивов
		V	Главной интрузивной фации
		II—V	Жильной фазы I этапа
		II—IV	Жильной фазы II этапа
	Цавская	I	Главной интрузивной фации Фации эндоконтактов
		II	Главной интрузивной фации Фации эндоконтактов
		I—II	Жильной фазы I этапа

жильных породах Сомхето-Кафанской зоны
(Армянская часть)

Циркон	Апатит	Сфен	Рутил (анатаз)
59—70,5 45,5—49,5 82,6—87,22	9,9—16,5 22,6—28,6 2,78—8,0	8,6—13,0 14,8—16,0 3,0—4,4	11—12,5 11,1—11,9 3,6—7,0
71,5—76,36 47,0—50,5	6,82—9,3 20,0—22,9	5,98—9,4 16,5—20,1	8,8—11,5 10,0—12,0
96,4—98,8	1,2—3,0	0—0,6	—
87,0—98,6	1,4—7,4	0—4,0	0—2,6
40,6—43,7	26,3—28,7	23,1—24,0	6,9—7,7
0—18,18	69,5—95,0	5,0—27,5	—
57,8—80,0 4,92—25,0	3,7—19,0 32,78—70,37	9,9—25,0 9,26—62,3	0—4,95 0—3,8
69,8—79,8 33,9—53,5 19,23—78,9	12,09—17,2 28,8—44,4 16,3—76,92	3,2—13,0 16,3—29,9 3,85—7,69	— — —
75,8—85,2 51,02—61,9 68,5—83,0	11,2—17,2 26,1—40,82 10,5—17,9	2,5—7,0 4,69—12,0 6,5—13,6	— — —
92,9—97,92	2,08—6,7	0—1,11	—
73,44—99,1	0,9—23,44	0—3,12	—
3,9—75,9	17,9—54,5	5,7—57,58	0—3,5
65,8 0—16,5	18,8 43,7—86,7	15,4 13,3—38,7	— 0—3,8
88,5—91,0 81,0—84,0	7,0—10,0 12,5—12,7	1,0—2,5 3,5—6,3	— —
83,5—93,3	6,5—13,9	0,7—2,6	—

го этапа намечается возрастание содержания циркона и в большинстве случаев уменьшение — апатита и сфена.

В аляскитовых гранитах предверхнеюрского возраста сфен либо отсутствует, либо встречается в виде единичных кристаллов, а количество апатита достигает ничтожного. Для них руководящим аксессуарным минералом фактически является только циркон.

Нижнемеловые граниты отличаются от подобных пород предверхнеюрского интрузивного комплекса сравнительно повышенным содержанием апатита и сфена. Это объясняется некоторой контаминированностью нижнемеловых гранитов, что хорошо доказывается на примере Цавской группы.

б. При переходе от пород главной интрузивной фации к породам фации эндоконтактов и от жильных образований первого этапа к таковым второго этапа происходит разное убывание количества циркона и нарастание — сфена и апатита.

В наиболее контаминированных породах нижнемелового комплекса циркон, как правило, отсутствует.

в. В породах главной интрузивной фации, дополнительных интрузивов и жильной фазы первого этапа циркон является доминирующим аксессуарным минералом, после которого второе место обычно занимает апатит.

г. В породах фации эндоконтактов и жильной фазы второго этапа количественные соотношения аксессуариев изменчивы, причем в зависимости от масштаба проявления процессов контаминации устанавливаются всевозможные комбинации. Так, в породах фации эндоконтактов предверхнеюрского интрузивного комплекса и поздних фаз нижнемелового времени сравнительно слабо проявлено явление ассимиляции, и потому в них циркон преобладает над апатитом, которым подчинен сфен.

В породах фации эндоконтактов ранних фаз нижнемелового времени, характеризующихся более интенсивной контаминированностью, обычно преобладает либо апатит, либо сфен, которым подчинен циркон.

д. Изменения в относительном содержании аксессуарных минералов в породах ранних фаз более резкие, чем в гранитоидах поздних фаз, что объясняется уменьшением во време-

ни интенсивности явлений ассимиляции в причинной зависимости от многих факторов. Это особенно хорошо наблюдается в разновременных инъекциях Цавской группы.

Вообще содержание аксессуариев подвергается широким колебаниям даже внутри отдельных типов пород одной и той же фазы, что является следствием их крайне неравномерного распределения в самых коротких пространственных интервалах.

4. Возрастание содержания апатита и сфена в породах фации эндоконтактов с доказанными признаками ассимиляции и их полное исчезновение или ничтожное количество в аляскитовых гранитах и связанных с ними жильных породах, лишенных видимых следов контаминации, свидетельствуют о том, что сфен и апатит своим происхождением обязаны, главным образом, процессам гибридизма.

С другой стороны, резкое увеличение отмеченных аксессуариев в жильных породах второго этапа указывает на явное гибридное происхождение последних.

Это доказывается и тем, что для жильных образований второго этапа, наподобие пород фации эндоконтактов, типичны различные количественные соотношения руководящих аксессуарных минералов.

5. Некоторые типоморфные особенности (размеры, цвет, формы кристаллов) одноименных аксессуариев изменяются в разновозрастных гранитоидах, а также в породах разных фаз и фаций одного и того же возраста. Они нередко изменяются и в породах одной и той же фазы, и потому различается несколько разновидностей одноименных аксессуариев.

При возрастании степени контаминированности пород размеры апатита и сфена нередко увеличиваются и, наоборот, уменьшаются размеры циркона.

В породах фации эндоконтактов апатит иногда становится темноватым, вследствие пылеобразных включений черного рудного минерала.

Цирконы пород лоздних фаз часто отличаются темной окрасченностью и обилием простых форм.

6. В аксессуарных минералах установлено наличие 25 элементов, большинство из которых является постоянными для того или иного аксессуарного минерала (см. табл. 89).

Наибольшее количество элементов обнаружено в цирконах и апатитах, а наименьшее — в рутилах.

7. Все акцессорные минералы в независимости от их нахождения в разновозрастных интрузивных комплексах, а также в интрузивных и жильных породах разных фаз характеризуются постоянным присутствием из группы петрогенных элементов кремния, алюминия, магния, кальция; из группы элементов железа — титана, железа; из редких элементов — циркония.

8. Содержание перечисленных постоянных элементов изменяется как в различных акцессорных минералах, так и в одноименных акцессориях разных пород.

а. Намечается тенденция к возрастанию содержания магния, железа и титана в акцессорных минералах пород ранних фаз и жильных образований второго этапа нижнемелового интрузивного комплекса.

б. Количество магния в цирконах обычно меньше, чем в остальных акцессориях; в апатитах больше циркония в сравнении со сфенами и рутилами; в последних больше железа, чем в остальных акцессориях.

в. Наблюдается тенденция к нарастанию содержания алюминия в апатитах и рутилах при переходе от ранних гранитоидов к поздним предверхнеюрского возраста.

9. Цирконы постоянно содержат гафний, рутилы — ванадий, апатиты — церий и лантан. Эти редкие элементы, за исключением гафния, встречаются и в других акцессорных минералах. Особенно церий и лантан связаны также с цирконами и сфенами. Намечается тенденция к нарастанию содержания гафния в цирконах при переходе от ранних пород к поздним и жильным образованиям первого этапа. Из редких элементов ниобий обнаруживает тенденцию к накоплению в рутилах и сфенах, а иттрий и иттербий — во всех акцессориях, кроме рутилов.

10. Одноименные акцессорные минералы пород разных интрузивных комплексов и групп отличаются друг от друга наличием или же отсутствием ряда элементов, а также по содержанию и частоте их встречаемости (табл. 89).

11. Некоторые элементы в акцессорных минералах всегда являются непостоянными. К ним относятся из группы метал-

Распределение микроэлементов в акцессорных минералах интрузивных и жильных пород Сомхето-Кафанской зоны (Армянская часть)

Возраст	Группа	Породы	Минералы	Постоянные микроэлементы	Частые микроэлементы	Редкие микроэлементы
Предверхнеюрский	Шамшадинская, частью Кедабек—Дашкесанская	Главной интрузивной фации	Циркон	Кремний, алюминий, магний, кальций, железо, титан, цирконий, гафний, иттрий, иттербий	Барий, фосфор	Церий, лантан
			Апатит	Кремний, алюминий, магний, кальций, железо, титан, цирконий, лантан, иттрий, иттербий, марганец, фосфор	Барий, церий	Натрий, стронций, медь
			Сфен	Кремний, алюминий, магний, кальций, железо, титан, цирконий	Барий, марганец, лантан, иттербий	Серебро, церий, иттрий, ниобий
			Рутил	Кремний, алюминий, магний, железо, титан, цирконий, ниобий, скандий, ванадий	Кальций, марганец	—
Нижнемеловой	Алаверская	Главной интрузивной фации	Циркон	Кремний, алюминий, магний, кальций, железо, титан, цирконий, гафний	Барий, свинец, скандий	Натрий, фосфор, марганец, серебро, иттрий, иттербий, сурьма
			Апатит	Кремний, алюминий, магний, кальций, железо, титан, цирконий, церий, лантан, фосфор, марганец, иттрий	Иттербий	Барий, стронций, молибден
			Сфен	Кремний, алюминий, магний, кальций, железо, титан, цирконий	Иттербий, иттрий, лантан, церий, марганец	Барий, свинец, цинк
			Рутил	Кремний, алюминий, магний, кальций, железо, титан, цирконий, скандий, ванадий	—	Барий, марганец, лантан, ниобий
	Жильной фазы I этапа	Циркон	Кремний, алюминий, магний, кальций, железо, титан, цирконий, гафний, иттрий, иттербий	—	Натрий	
		Жильной фазы II этапа	Циркон	Кремний, алюминий, магний, кальций, железо, титан, цирконий, гафний, марганец	—	Скандий
Цавская	Главной интрузивной фации	Циркон	Кремний, алюминий, магний, кальций, железо, титан, цирконий, гафний	—	Церий, лантан, иттрий, скандий, мышьяк, иттербий	
		Апатит	Кремний, алюминий, магний, кальций, железо, титан, цирконий, церий, лантан, ванадий, фосфор	—	Иттрий, иттербий	
		Сфен	Кремний, алюминий, магний, кальций, железо, титан, цирконий, церий, лантан, марганец	—	Иттрий, иттербий	
		Рутил	Кремний, алюминий, магний, кальций, железо, титан, цирконий, марганец, барий, ванадий	—	—	

Распределение микроэлементов в интрузивных породах Сомхето-Кафанской зоны
(Армянская часть)

Возраст	Группа	Фаза внедрения	Породы	Ti	V	Ni	Co	Cr	Cu	Zn	Pb	Mo	Ba	Sr	Sc	Be	Zr	Ga	γb	γt	Sn	Ag	W	Hf	B	
Предверхнеюрский	Шамшадинская, часть Кедабек-Дашкесанская	I	Главной интрузивной фации	100	100	6	4	2	100	6	6	4	46	40	4	88	100	100	100	100	10	—	—	—	—	
			Фации эндоконтактов	100	100	16	8	10	100	12	14	—	50	40	—	80	100	100	80	76	—	—	—	—	—	
			Дополнительных интрузивов	100	100	4	—	—	100	8	10	8	40	20	4	90	100	100	100	100	14	—	—	—	—	—
		II	Главной интрузивной фации	100	100	4	2	2	100	8	8	12	10	4	—	86	100	100	100	100	8	—	—	—	—	—
			Фации эндоконтактов	100	100	14	6	8	100	14	16	—	30	10	—	78	100	100	86	88	—	—	—	—	—	—
		III	Главной интрузивной фации	100	100	—	—	—	100	6	10	10	—	4	—	96	100	100	10	10	60	—	—	—	—	—
Ниже меловой	Алавердская	I	Главной интрузивной фации	100	100	100	80	80	80	8	—	—	30	30	2	4	100	100	2	—	—	—	—	—	—	
			Фации эндоконтактов	100	100	30	30	10	100	15	15	24	85	15	5	90	100	100	30	20	6	2	—	—	—	—
		III	Главной интрузивной фации	100	100	20	4	4	100	8	8	4	100	8	—	96	100	100	60	50	—	—	—	—	—	—
			Фации эндоконтактов	100	100	50	14	8	100	10	10	—	100	—	—	60	100	100	20	15	—	—	—	—	—	—
		IV	Дополнительных интрузивов	100	100	18	—	2	100	4	4	—	100	8	—	98	100	100	64	52	4	—	—	—	—	—
	Главной интрузивной фации		100	100	8	—	—	100	14	10	8	40	—	4	100	100	100	98	94	8	—	—	—	—	—	
	V	Фации эндоконтактов	100	100	10	4	2	100	14	10	—	50	—	—	80	100	100	85	80	—	—	—	—	—	—	
		Дополнительных интрузивов	100	100	6	—	—	100	4	16	4	100	8	4	100	100	100	100	96	8	—	—	—	—	—	
	Цавская	I	Главной интрузивной фации	100	100	28	24	8	100	10	—	8	70	2	60	92	100	100	66	66	2	—	—	—	2	76
			Фации эндоконтактов	100	100	80	74	66	100	12	4	—	76	4	68	70	98	98	36	36	—	—	—	2	76	
II		Главной интрузивной фации	100	100	8	4	2	100	6	2	18	69	2	40	96	100	100	86	86	2	—	—	—	2	60	
		Фации эндоконтактов	100	100	16	12	6	100	8	4	6	76	2	48	88	100	100	80	78	—	—	—	—	—	66	

Цифры показывают проценты проб, в которых обнаружены данные элементы

Возраст	Группа	Фаза внедрения	Породы	Ведущие микроэлементы	Частые микроэлементы	Редкие микроэлементы	Редчайшие микроэлементы
Предверхнеюрский	Шамшадинская, частью Кедабек — Дашкесанская	I	Главной интрузивной фации	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, иттрий, иттербий	Бериллий	Барий, стронций, олово	Никель, кобальт, хром, цинк, свинец, молибден, скандий
			Фации эндоконтактов	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий	Барий, бериллий, итрий, иттербий	Никель, хром, цинк, свинец, стронций	Кобальт
			Дополнительных интрузивов	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, иттрий, иттербий, бериллий	—	Свинец, барий, стронций, олово	Никель, цинк, молибден, скандий
		II	Главной интрузивной фации	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, иттрий, иттербий	Бериллий	Молибден, барий	Никель, кобальт, хром, цинк, свинец, стронций, олово
			Фации эндоконтактов	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий	Бериллий, иттрий, иттербий	Никель, цинк, свинец, барий, стронций	Кобальт, хром
			Дополнительных интрузивов	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, бериллий	Олово	Свинец, молибден, иттрий, иттербий	Цинк, стронций
		III	Главной интрузивной фации	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, бериллий	Олово	Свинец, молибден, иттрий, иттербий	Цинк, стронций
			Фации эндоконтактов	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий	Бериллий, иттрий, иттербий	Никель, цинк, свинец, барий, стронций	Кобальт, хром
			Дополнительных интрузивов	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, бериллий	Олово	Свинец, молибден, иттрий, иттербий	Цинк, стронций
Нижнемеловой	Алавердская	I	Главной интрузивной фации	Титан, ванадий, цирконий, галлий, никель	Кобальт, хром, медь	Барий, стронций	Цинк, скандий, бериллий, иттрий
			Фации эндоконтактов	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, бериллий	Барий	Никель, кобальт, цинк, свинец, молибден, стронций, иттрий, иттербий	Хром, скандий, олово, серебро
		II	Главной интрузивной фации	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, бериллий	Барий	Никель, кобальт, цинк, свинец, молибден, стронций, иттрий, иттербий	Хром, скандий, олово, серебро
			Фации эндоконтактов	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, барий	Никель, кобальт	Хром, цинк, свинец, бериллий	Молибден, стронций, скандий, иттербий
		III	Главной интрузивной фации	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, барий, бериллий	Иттрий, иттербий	Никель	Кобальт, хром, цинк, свинец, молибден, стронций
	Фации эндоконтактов		Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, барий	Бериллий, никель	Кобальт, цинк, свинец, иттербий, олово	Хром	
	Дополнительных интрузивов		Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, барий, бериллий	Иттрий, иттербий	Никель	Хром, цинк, свинец, стронций, олово	
	IV	Главной интрузивной фации	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, иттрий, иттербий, бериллий	—	Цинк, свинец, барий	Никель, молибден, скандий, олово	
		Фации эндоконтактов	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий	Барий, бериллий, иттрий, иттербий	Никель, цинк, свинец	Кобальт, хром	
		Дополнительных интрузивов	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, барий, бериллий, иттрий, иттербий	—	Свинец	Никель, цинк, молибден, стронций, скандий, олово	
V	Главной интрузивной фации	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, бериллий	Свинец, олово	Цинк, молибден, барий, иттрий, иттербий	Серебро		
Цавская	I	Главной интрузивной фации	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, бериллий	Барий, скандий, иттрий, иттербий	Никель, кобальт, цинк	Хром, молибден, стронций, олово, гафний, церий, лантан	
		Фации эндоконтактов	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий	Никель, кобальт, хром, скандий, бериллий, барий	Цинк, иттрий, иттербий	Свинец, стронций, вольфрам	
II	Главной интрузивной фации	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, бериллий	Барий, иттрий, иттербий	Молибден, скандий	Никель, кобальт, хром, цинк, свинец, стронций, олово, гафний, церий, лантан		
	Фации эндоконтактов	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий	Барий, бериллий, иттрий, иттербий	Никель, кобальт, скандий	Хром, цинк, свинец, молибден, стронций		

Распределение микроэлементов в жильных породах Сомхето-Кафанской зоны
(Армянская часть)

Возраст	Группа	Этап	Породы	Ti	V	Ni	Co	Cr	Cu	Zn	Pb	Mo	Ba	Sr	Sc	Be	Zr	Ga	γb	γt	Sn	La	Ce
Предверхнеюрский	Шамшадинская, частью Кедабек— Дашкесанская	I	Плаггиоаплиты	100	100	2	2	—	100	4	6	6	10	6	4	92	100	100	100	100	12	—	—
			Плаггиоаплит-порфиры	100	100	2	—	2	100	6	2	8	8	4	—	86	100	100	100	100	6	—	—
			Аплиты	100	100	—	—	—	100	2	2	12	—	—	—	98	100	100	8	10	62	—	—
		II	Диорит-порфиры	100	100	30	16	26	100	4	2	—	—	—	—	14	100	100	30	28	—	—	—
			Диорит-порфиры	100	100	28	14	24	100	2	4	—	—	—	—	16	100	100	26	20	—	—	—
		Нижнемеловой	Алавердская	I	Плаггиоаплиты	100	100	4	4	4	100	20	24	30	10	—	—	90	100	100	30	26	—
Аплиты	100				98	—	—	—	100	40	40	20	6	—	—	90	100	100	10	8	50	4	4
Жильные граниты	100				100	—	—	—	100	34	40	20	10	—	—	94	100	100	12	10	50	—	—
Пегматиты	100				98	—	—	—	100	14	20	20	—	—	—	90	100	100	6	—	8	—	—
II	Микродиориты			100	100	88	80	80	100	60	14	—	18	—	—	40	80	100	4	2	—	—	—
	Диорит-порфиры			100	100	90	80	78	100	88	80	10	44	—	—	50	84	100	6	6	4	—	—
	Кварцевые диорит-порфиры			100	100	80	68	56	100	60	40	14	20	6	4	64	100	100	36	20	4	—	—
	Плаггиоаплит-порфиры			100	100	4	4	6	100	40	80	12	10	—	—	90	100	100	4	2	4	—	—
Цавская	I		Плаггиоаплиты	100	100	6	6	4	100	—	—	4	8	—	—	96	100	100	70	69	—	—	—
			Аплиты	100	100	—	—	—	100	—	—	10	6	—	—	100	100	100	90	88	—	—	—

Цифры показывают проценты проб, в которых обнаружены данные элементы

Поведение микроэлементов в жильных породах Сомкето-Кафанской зоны
(Армянская часть)

Возраст	Группа	Этап	Породы	Ведущие микроэлементы	Частные микроэлементы	Редкие микроэлементы	Редчайшие микроэлементы
Предверхнеюрский	Шамшадинская, частью Кедабек—Дашкесанская	I	Плигиоаплиты	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, иттрий, иттербий, бериллий	—	Барий, олово	Никель, кобальт, цинк, свинец, молибден, стронций, сканадий
			Плаггиоаплит-порфиры	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, иттрий, иттербий	Бериллий	—	Никель, хром, цинк, свинец, молибден, барий, стронций, олово
			Аплиты	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, бериллий	Олово	Молибден, иттрий	Цинк, свинец, иттербий
		II	Диорит-порфиры	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий	—	Никель, кобальт, хром, бериллий, иттрий, иттербий	Цинк, свинец
Диорит-порфиры	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий		—	Никель, кобальт, хром, бериллий, иттрий, иттербий	Цинк, свинец		
Нижнеоловой	Алавердская	I	Плаггиоаплиты	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, бериллий	—	Цинк, свинец, молибден, барий, иттрий, иттербий	Никель, кобальт, хром
			Аплиты	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, бериллий	Олово	Цинк, свинец, молибден, иттербий	Барий, иттрий, лантан, церий
			Жильные граниты	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, бериллий	Олово	Цинк, свинец, молибден, барий, иттрий, иттербий	—
			Пегматиты	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, бериллий	—	Цинк, свинец, молибден	Олово, иттербий
	II	Микродиориты	Титан, ванадий, медь, галлий	Никель, кобальт, хром, цинк, цирконий	Свинец, барий, бериллий	Иттрий, иттербий	
		Диорит-порфиры	Титан, ванадий, медь, галлий, никель	Кобальт, хром, цинк, свинец, бериллий, цирконий	Молибден, барий	Иттрий, иттербий, олово	
		Кварцевые диорит-порфиры	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий	Никель, кобальт, хром, цинк, бериллий	Свинец, молибден, барий, иттрий, иттербий	Стронций, скандий, олово	
		Плаггиоаплит-порфиры	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, бериллий	Свинец	Цинк, молибден, барий	Никель, кобальт, хром, иттрий, иттербий, олово	
	Цавская	I	Плаггиоаплиты	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, бериллий	Иттрий, иттербий	—	Никель, кобальт, хром, молибден, барий
			Аплиты	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, иттербий, бериллий	Иттрий	Молибден	Барий

лических элементов — серебро, свинец, цинк, медь; из группы петрогенных элементов — натрий, стронций; из группы металлоидов — мышьяк, сурьма и из редких металлов — молибден.

Поведение микроэлементов в интрузивных и связанных с ними жильных образованиях Сомхето-Кафанской тектонической зоны показано в табл. 90, 91, 92, 93, составленных на основании 850 спектральных полуколичественных анализов.

В таблицах 91 и 93 микроэлементы по частоте встречаемости подразделены на четыре группы: а) ведущие, установленные от 90 до 100% анализированных проб; б) частые — от 50 до 90%; в) редкие — от 10 до 50%, и г) редчайшие — от 1 до 10%.

Эти группы элементов характеризуют как общие геохимические черты продуктов интрузивного магматизма Сомхето-Кафанской зоны вообще, так и индивидуальные особенности пород отдельных фаций и фаз в частности.

Специфические особенности распределения микроэлементов в разновозрастных породах отдельных групп были выявлены в соответствующих разделах. Из рассмотрения этого материала, приведенных таблиц и имеющихся спектральных анализов можно сделать следующие общие выводы:

1. Наиболее существенным общим признаком разновозрастных гранитоидов Сомхето-Кафанской зоны является постоянное присутствие в них таких микроэлементов как титан, ванадий, медь, цирконий и галлий. Они установлены почти во всех анализированных пробах данной породы. Исключение представляют габброиды первой фазы Алавердской группы, в которых медь входит в группу частых элементов. Кроме того, частота встречаемости циркония и галлия незначительно падает в наиболее гибридизированных породах фации эндоконтактов первой фазы Цавской группы.

2. Указанные микроэлементы характерны также для жильных образований обоих этапов, в которых они попадают в группу ведущих элементов. Исключение составляет цирконий, который в основных представителях жильных пород второго этапа нижнемелового комплекса входит во вторую группу.

Таким образом, выявляется четкая картина большого сходства частоты встречаемости ведущих микроэлементов гра-

нитридов и жильных пород, что свидетельствует об общности их происхождения.

3. Ведущие микроэлементы обнаруживают различные содержания в породах разных фаз и фаций.

а. В направлении от ранних фаз к поздним и от пород главной интрузивной фации к жильным образованиям первого этапа намечается тенденция к возрастанию содержания циркония и галлия, но уменьшению — титана.

Поведение ванадия из группы железа в разновозрастных интрузивных комплексах несколько иное. Количество его примерно одинаково в породах главной интрузивной фации всех фаз и жильных образованиях первого этапа предверхнеюрского комплекса. Однако содержание ванадия обычно уменьшается в нижнемеловых породах в выше указанном направлении.

б. Медь встречается в тысячных долях процента, за исключением краевых частей интрузивов, где иногда превышает кларковых содержаний в 10 и 100 раз.

в. При переходе от пород главной интрузивной фации к породам фации эндоконтактов и от ранних жильных образований к более молодым происходит заметное возрастание количества титана и ванадия, но уменьшение — циркония и галлия.

г. В породах главной интрузивной фации и жильной фазы первого этапа ванадий и титан присутствуют в кларковых и ниже кларковых содержаниях, а в гибридных образованиях фации эндоконтактов и в породах первой фазы нижнемелового комплекса — выше кларков. Обратную тенденцию нередко обнаруживают галлий и цирконий.

4. Неравномерное содержание как ведущих, так и всех остальных микроэлементов часто наблюдается также в породах главной интрузивной фации одной и той же фазы и в жильных породах одинакового петрографического состава из различных частей данного интрузива.

5. К типичным микроэлементам интрузивных и жильных пород относятся бериллий, иттрий, иттербий и барий, которые входят в первую и вторую группы. Частота встречаемости бериллия, иттрия, иттербия возрастает в направлении от ранних фаз к поздним и от пород главной интрузивной фации к до-

полнительным интрузивам и жильным образованиям первого этапа. Прямо противоположная картина наблюдается при переходе от пород главной интрузивной фации к породам фации эндоконтактов и от ранних жильных пород к поздним. Бериллий и иттербий обычно присутствуют более чем в кларковых содержаниях, а иттрий — ниже. Барий обнаруживает тенденцию к накоплению в краевых частях интрузивов.

6. Частота встречаемости цинка и свинца возрастает в периферических частях интрузивов и в жильных образованиях второго этапа Алавердской группы.

7. Никель, кобальт и хром являются типичными микроэлементами для пород ранних фаз, фации эндоконтактов и жильных образований второго этапа с повышенной основностью. Частота встречаемости и содержания их находятся в причинной зависимости от интенсивности проявления процессов ассимиляции и гибридизма. Этим объясняется также то, что частота встречаемости этих элементов заметно возрастает при переходе от предверхнеюрских гранитоидов к нижнемеловым. В нормальных и аляскитовых гранитах и связанных с ними жильных породах первого этапа никель, кобальт и хром полностью отсутствуют. В наиболее контаминированных породах отмечаются повышенные по сравнению с кларками содержания указанных элементов в 10—20, иногда 100 раз. По частоте встречаемости и содержанию первое место обычно занимает никель, затем идут кобальт и хром.

8. Жильные образования обоих этапов наследуют комплекс характерных микроэлементов гранитоидов.

По комплексу микроэлементов, их частоте встречаемости и содержаниям жильные породы первого этапа сходны с гранитоидами главной интрузивной фации поздних фаз, а жильные образования второго этапа — с породами ранних фаз и фаций эндоконтактов.

9. К непостоянным микроэлементам относятся цинк, свинец, молибден, стронций, олово, скандий, серебро, церий, лантан, вольфрам и гафний. Они обычно входят в третью и четвертую группы. Из них во вторую группу редко попадают олово и скандий в интрузивных породах, цинк и свинец — в жильных породах второго этапа и олово — в аплитах и жильных гранитах. Вообще олово обнаруживает связь с гранитами,

граноаплитами и жильными гранитами. Следовательно, типичные для третьей и четвертой групп микроэлементами являются молибден, стронций, серебро, церий, лантан, вольфрам и гафний.

10. Все микроэлементы по поведению можно подразделить на три группы:

а. Микроэлементы, обнаруживающие тенденцию к накоплению в краевых частях гранитоидных интрузивов. К ним относятся медь, цинк, свинец и барий;

б. Микроэлементы, обнаруживающие тенденцию к накоплению в породах поздних фаз, главной интрузивной фации, жильной фазы первого этапа и дополнительных интрузивов. К ним относятся цирконий, галлий, бериллий, иттербий, иттрий, молибден, олово, лантан и церий;

в. Микроэлементы, обнаруживающие тенденцию к накоплению в породах ранних фаз, фации эндоконтактов и жильной фазы второго этапа. К ним относятся титан, ванадий, никель, кобальт, хром, отчасти скандий.

Микроэлементы первых двух групп имеют магматическое происхождение (привносились из магматических источников), а главная масса микроэлементов третьей группы (видимо, за исключением некоторой части титана и ванадия) заимствовались из вмещающей среды. Частота встречаемости и содержания последних двух групп микроэлементов могут дать представление о степени контаминированности гранитоидов. Из редко встречающихся микроэлементов лантан и церий привносились также постмагматическими растворами, о чем свидетельствует их высокое содержание в альбититах (0,1—0,01 %).

11. Постмагматически измененные интрузивные породы характеризуются наличием ведущих микроэлементов, бария, стронция, бериллия, иттрия и иттербия. С альбититами связаны также скандий, лантан и церий.

Поведение микроэлементов в контактово-измененных породах Сомхето-Кафанской зоны показано в табл. 94, составленной на основании около 500 спектральных анализов.

Как явствует из табл. 94, измененные породы характеризуются наличием почти тех же микроэлементов, что и гранитоиды. Часть из них (никель, кобальт, хром и др.) заимство-

Поведение микроэлементов в контактово измененных породах Сомхето-Кафанской зоны
 (Армянская часть)

Возраст	Группа	Интрузивные фазы	Измененные породы	Ведущие микроэлементы	Частые микроэлементы	Редкие микроэлементы	Редчайшие микроэлементы		
Предверхнеюрский	Шамшадинская, часть Кедабек — Дашкесанская	I—II	Плагиоклаз-амфиболовые роговики	Титан, ванадий, медь, галлий, барий, никель	Кобальт	Цирконий	Цинк, свинец, молибден, стронций, скандий, бериллий		
			Кварц-плагиоклазовые роговики	Титан, ванадий, медь, галлий, барий	Никель, кобальт	Стронций, цирконий	Цинк, свинец, молибден, бериллий		
			Кварц-плагиоклазовые роговики	Титан, ванадий, медь, галлий, барий	Цирконий, бериллий, иттрий, иттербий	Стронций	Никель, кобальт, цинк, свинец, молибден, скандий		
			Гидротермально измененные породы	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, иттрий, иттербий, барий, бериллий	—	Цинк, свинец, молибден, стронций	Скандий		
Нижнемеловой	Алавердская	I	Плагиоклаз-пироксеновые роговики	Титан, ванадий, медь, никель, кобальт	Хром, барий	Цирконий, галлий	Цинк, свинец, стронций, скандий		
			Амфибол-плагиоклазовые роговики	Титан, ванадий, медь, никель, кобальт	Хром, барий, бериллий, цирконий, галлий	Цинк, стронций	Свинец, скандий, иттрий, иттербий, олово, серебро, лантан, церий		
		II	Амфиболлизированные породы	Титан, ванадий, медь, никель	Кобальт, хром, барий, бериллий, цирконий, галлий	Цинк, свинец, стронций	Молибден, скандий, иттрий, иттербий		
			Амфибол-плагиоклаз-кварцевые роговики	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий	Никель, барий, бериллий	Кобальт, хром, стронций	Цинк, свинец, молибден, иттрий, иттербий		
			Плагиоклаз-кварцевые роговики	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий	Барий, бериллий	Никель, стронций, иттрий, иттербий	Кобальт, цинк, свинец, молибден		
			Гидротермально измененные породы	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий	Барий, бериллий, иттрий, иттербий	Цинк, свинец, стронций	Молибден, скандий		
		III	Плагиоклаз-амфиболовые роговики	Титан, ванадий, медь, галлий	Никель, кобальт, хром, барий, бериллий, цирконий	Цинк, стронций	Свинец, скандий, иттрий, иттербий		
			Пироксен-скаполитовые роговики	Титан, ванадий, медь	Никель, кобальт, хром, барий, галлий	Бериллий, цирконий	Цинк, свинец, стронций		
			Плагиоклазовые роговики	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий	Барий, бериллий, иттербий	Цинк, стронций, иттрий	Никель, кобальт, свинец		
			Гидротермально измененные породы	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, барий	Бериллий, иттербий, иттрий	Цинк, свинец, стронций	Скандий, лантан, церий		
		IV	Амфибол-плагиоклазовые роговики	Титан, ванадий, медь, галлий	Никель, кобальт, хром, барий, цирконий	Цинк, свинец, стронций, бериллий, иттрий, иттербий	Скандий		
			Гидротермально измененные породы	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, барий, иттербий, бериллий	Иттрий	Цинк, свинец, стронций	—		
			Цавская	I—II	Гидротермально измененные породы	Титан, ванадий, медь, цирконий, галлий, барий	Бериллий, никель, хром, иттербий, иттрий	Кобальт, молибден, цинк, стронций, вольфрам, скандий	Олово, гафний, тантал, висмут, мышьяк, индий, ртуть, таллий

вана из исходных пород, а другая часть (цирконий, бериллий, галлий, иттрий, иттербий, молибден и др.) привносились из магмы в контактовую оболочку.

В сравнительно высокотемпературных контактовых породах (плаггиоклаз-пироксеновые, амфибол-плаггиоклазовые роговики и др.) значительную роль играют микроэлементы исходных пород, в то время как в кварцсодержащих роговиках и гидротермально-измененных породах главенствующая роль принадлежит привнесенным микроэлементам.

Для всех типов измененных пород характерно постоянное присутствие титана, ванадия и меди, и потому последние попадают в группу ведущих микроэлементов. Содержание меди увеличивается в продуктах гидротермальной деятельности, а ванадия — в контактовых роговиках.

К типичным микроэлементам относятся также цирконий, галлий и барий, частота встречаемости и содержания которых возрастают при переходе от сравнительно высокотемпературных контактовых пород к низкотемпературным гидротермальным образованиям. Такую же тенденцию в общих чертах обнаруживают цинк, свинец, стронций, бериллий, иттербий и иттрий.

Барий и галлий являются ведущими микроэлементами для всех контактово-измененных пород, связанных с предверхнеюрским интрузивным комплексом.

Никель, кобальт, хром — типичные микроэлементы для контактовых пород с повышенным содержанием цветных минералов. В них они обычно входят в первую или вторую группы. Частота встречаемости их резко падает в кварцсодержащих роговиках, а в гидротермально-измененных образованиях они полностью исчезают.

По частоте встречаемости первое место занимают никель, затем идут кобальт и хром. Как видно, в поведении этих микроэлементов наблюдается та же картина, что и в гранитоидах.

В настоящее время геохимические особенности интрузивных пород Армянской тектонической зоны не могут быть выявлены в полной мере, поскольку исследования аксессуарных минералов и характера распределения микроэлементов большинства интрузивов только начаты.

В последнее время Б. М. Меликсетяном проведены де-

тальные исследования по изучению комплекса аксессуарных минералов и микроэлементов в разнофазных породах Мегринского интрузива третичного возраста (1959², 1960¹, 1960², 1960³).

В результате проведенных детальных минералого-геохимических исследований указанным автором выявлены интересные закономерности в распределении аксессуарив и микроэлементов.

Прежде всего им установлено наличие следующего комплекса аксессуарных минералов, встречающегося в породах всех фаз интрузива: магнетит, сфен, апатит, циркон, ортит, пирит, халькопирит, молибденит.

Содержание сфена, апатита и ортита убывает от пород ранней фазы к поздним, а количество циркона повышается в породах поздних фаз, слабо контаминированных центральных и глубоких частях интрузива.

Интересно поведение гафния в цирконах. По данным Б. М. Меликсетяна (1960³), содержание его в цирконах возрастает от ранних фаз к поздним и от более основных типов пород к кислым. В цирконах щелочных пород обычно наблюдается низкое количество гафния. Цирконы гранитоидных пегматитов характеризуются наиболее высоким содержанием гафния.

Ортит относится к цериевой магнезиальной разновидности с повышенным содержанием церия, лантана и пониженным — иттрия и редких земель иттриевой группы (Б. М. Меликсетян — 1960¹). В ортите установлено наличие лантана, церия, тория, празеодима, неодима, самария, гадолиния, титана, циркония, стронция, меди, цинка, ванадия, лития, кобальта, свинца, иттрия, галлия, ниобия, бериллия, молибдена, урана, скандия, иттербия, никеля, серебра, хрома.

Б. М. Меликсетяном выделяются и аксессуарные минералы, характерные для пород только данной фазы. Так, для пород монзонитового ряда характерными аксессуарами являются—титаномагнетит, ильменит, темный апатит, монацит, оранжит, шпинель, гранат, андалузит, турмалин, арсенопирит, сфалерит; грано-сиенитовых пород — шеелит, флюорит, рутил, самородные цинк и медь; для порфировидных гранитов—ураноторит, ксенотим, малакон, анатаз, эвксенит, касситерит, са-

морозные свинец и олово, уранинит, висмутин; для щелочных сиенитов с признаками натриевого метасоматоза—бадделент, бетафит, корунд, флюорит, кальцит.

Согласно Б. М. Меликсетяну (1959²), породы каждой фазы характеризуются также определенными микроэлементами. В монзонитовых породах к ведущим микроэлементам относятся барий, цинк, кобальт, никель, галлий, хром, титан, ванадий, медь, церий, лантан, скандий; в грано-сиенитовых породах — литий, цирконий, гафний, галлий, вольфрам, медь, свинец, молибден, в эндоконтактах—титан, ванадий, хром, никель, кобальт; в порфиридных гранитах — молибден, медь, висмут, олово, лантан, иттрий, уран, торий, литий, бериллий, рубидий, цезий, цирконий, гафний, ниобий, тантал.

Он указывает на исключительную «зараженность» всех пород молибденитом и медью.

Как отмечает Б. М. Меликсетян (1959², 1960²), дополнительные интрузивы и кислые жильные породы раннего этапа наследуют ассоциации типоморфных акцессорных минералов и микроэлементов соответствующей интрузивной фазы, а жильные породы позднего этапа и эндоконтактные фации отличаются обеднением редкоземельными, радиоактивными и редкометалльными акцессориями.

При переходе от ранних фаз к более поздним и от пород главной интрузивной фации к породам дополнительных интрузивов и жильной фазы первого этапа, по данным Б. М. Меликсетяна, намечается тенденция к повышению содержания иттрия, суммы редких земель, циркония, гафния, урана, тория, лития, бериллия, ниобия, тантала, цезия, рубидия, но к понижению — стронция, бария, цинка, бора и элементов группы железа.

В геологической литературе имеются и некоторые данные об акцессорных минералах и микроэлементах в интрузивах Памбако-Базумской группы.

Сравнительно хорошо изучен комплекс акцессорных минералов щелочных пород. По данным А. Г. Мидяна, для них характерны: сфен, циркон, циртолит, апатит, ортит, пирохлор, оранжит, торит, монацит, флюорит, топаз. Из рудных акцессориев в них присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит,

висмутин, молибденит, вольфрамит, шеелит, самородные золото, олово и свинец.

Согласно А. Г. Мидяку, сфен является одним из самых распространенных аксессуарных минералов щелочных пород, содержание которого иногда достигает 10—15%. Его количество особенно возрастает в гибридизированных меланократовых разностях.

Циркон встречается в виде рассеянных зерен. Он бесцветный, зеленоватый, розоватый и коричневатый. Формы кристаллов окрашенных цирконов по сравнению с бесцветными более разнообразны.

Судя по результатам микроскопических исследований комплекс аксессуарных минералов гранитоидов Памбако-Базумской группы сходен с таковыми Мегринского интрузива.

На основании имеющихся немногочисленных спектральных анализов можно сделать некоторые предварительные выводы относительно распределения микроэлементов в интрузивных породах Памбако-Базумской группы.

Из микроэлементов в габброидах установлено наличие никеля, кобальта, титана, ванадия, хрома, реже циркония, галлия, меди, свинца и цинка.

В гранитоидах присутствуют ванадий, цирконий, медь, свинец, цинк, галлий, бериллий, олово, стронций, барий, церий, лантан, молибден, иттербий, скандий, никель, кобальт, титан, хром.

Комплекс микроэлементов порфиридных гранитов представлен молибденом, цирконием, ванадием, медью, цинком, свинцом, галлием, бериллием, стронцием, барием, бором, серебром, германием, висмутом, торием, никелем, кобальтом, титаном, хромом, церием, лантаном.

Щелочные породы характеризуются более богатой ассоциацией микроэлементов. Их микроэлементы: цирконий, ванадий, титан, медь, свинец, олово, галлий, бериллий, лантан, церий, иттрий, иттербий, молибден, серебро, цинк, кадмий, барий, германий, гафний, ниобий, сурьма, никель, хром, скандий.

В аксессуарных минералах щелочных пород, по данным Г. Е. Кочиняна, встречаются также уран, торий, европий, гадолиний, эрбий и лютеций. Он отмечает о тесной связи редких земель с ураном и торием.

Как видно, многие микроэлементы являются сквозными, встречающимися в породах всех фаз. Однако породы отдельных фаз внедрения отличаются по частоте встречаемости и содержаниям одних и тех же микроэлементов.

Так, габброиды характеризуются постоянным присутствием никеля, кобальта, хрома, титана и ванадия. Частота встречаемости первых трех элементов резко падает при переходе от пород ранних фаз к более поздним. Если цирконий, галлий, медь, свинец и цинк присутствуют в основных породах весьма редко, то частота встречаемости и содержания их увеличивается в породах поздних фаз. Намечается тенденция к повышению частоты встречаемости бериллия, церия, лантана в породах поздних фаз.

Некоторые микроэлементы имеют почти одинаковую распространенность в породах всех фаз, за исключением габброидов. К ним относятся титан, ванадий, молибден, свинец, цинк, медь.

Выделяются и микроэлементы, присущие породам только данной фазы. Например, гафний, ниобий, уран и др. типичны для щелочных пород.

По комплексу микроэлементов порфиоровидные граниты как бы занимают промежуточное положение между гранитоидами второй фазы и щелочными породами. По наличию серебра, германия, тория, отсутствию кобальта и высокой частоте встречаемости церия и лантана они отличаются от гранитоидов второй фазы, но весьма близко стоят к щелочным породам.

Вообще по многим петрогенетическим признакам порфиоровидные граниты занимают переходное положение между породами второй и четвертой фазами, но ближе всего они стоят к щелочным породам.

Это все подтверждает правильность высказывания В. Н. Котляра о том, что порфиоровидные граниты являются первым этапом в формировании щелочного комплекса.

Как видно из вышеприведенных данных, третичные интрузивные породы Армянской тектонической зоны характеризуются более богатой ассоциацией акцессорных минералов и микроэлементов, чем мезозойские гранитоиды Сомхето-Кафанской зоны. От последних они отличаются:

а) присутствием в комплексе аксессуаров таких редких минералов как ураноторит, уранинит, ксенотим, эксенит, оранжит, монацит, ортит, турмалин; б) наличием ряда редких элементов — лития, висмута, урана, тория, ниобия, тантала, германия, кадмия, бора, рубидия, цезия, сурьмы.

С другой стороны, интрузивные породы обеих тектонических зон сходны между собой по целому комплексу акцессорных минералов и микроэлементов.

Однако они отличаются друг от друга по типоморфным признакам и содержаниям одноименных акцессорных минералов, а также по частоте встречаемости и количествам одних и тех же микроэлементов. Так, при переходе от мезозойских гранитоидов Сомхето-Кафанской зоны к третичным интрузивным породам Армянской зоны в самых общих чертах намечается: а) увеличение количества магнетита, титано-магнетита, сфена, но убывание — циркона; б) возрастание частоты встречаемости и содержания молибдена, вольфрама, церия, лантана, но уменьшение циркония, галлия, бериллия, иттрия, иттербия, бария и стронция.

Таким образом, устанавливаются значительные различия в специфике вещественного состава разновозрастных интрузивных комплексов двух тектонических зон Малого Кавказа, что свидетельствует о поступательной деятельности интрузивных процессов во времени.

Как отмечает Г. Д. Афанасьев (1952, 1955 и др.), магматические процессы в отдельные геологические периоды времени качественно неоднородны и в них отражается общая закономерность периодически поступательного развития земной коры.

АВТОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И КОНТАКТОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ В СВЯЗИ С ИНТРУЗИВНЫМ МАГМАТИЗМОМ СОМХЕТО-КАФАНСКОЙ ЗОНЫ

Последние стадии кристаллизации магмы каждой интрузивной фазы сопровождалась обильным выделением легкоподвижных газообразных растворов, производящих метаморфическое воздействие как на консолидированные интрузивы, так и, в частности, боковые породы. Постмагматические раст-

воры устремились, в основном, к периферическим зонам массивов, где проявлены наиболее интенсивные автометаморфические явления. Д. С. Коржинский (1955) это объясняет тем, что в центральных частях интрузивов остывание происходит медленно и постмагматические растворы успевают уйти раньше, чем станет возможным их взаимодействие с вмещающей материнской породой.

Под воздействием постмагматических растворов путем метасоматического преобразования материнских пород возникли метасоматиты, характеризующиеся разнообразными парагенетическими ассоциациями минералов.

Постмагматические изменения интрузивных пород обычно выражаются в альбитизации, кварцитизации, хлоритизации, эпидотизации, каолинизации, серцитизации, карбонатизации, пиритизации и лимонитизации. Наиболее часто проявляющимися процессами являются альбитизация, кварцитизация и хлоритизация.

Метасоматическим преобразованием плагиогранитов и порфиоровидных плагиогранитов предверхнеюрского возраста возникли кварц-альбит-хлорит-эпидотовые и кварц-эпидот-альбитовые породы с примесью хлорита.

По непосредственным реакционным замещениям вполне устанавливается последовательность метасоматических процессов — сначала происходила альбитизация, затем эпидотизация, после чего хлоритизация.

За счет кварцевых диоритов нижнемелового возраста образовались кислые кварц-полевошпатовые породы, альбититы (бескварцевые и кварцсодержащие) и альбит-эпидот-хлоритовые породы (спилозиты).

Первые возникли под воздействием кислых и богатых натрием растворов, вследствие выноса из кварцевых диоритов железа, магния, кальция, но привноса — натрия и кремния.

По-видимому, альбититы образовались из сравнительно поздних, почти лишенных кремнезема растворов, благодаря полному метасоматическому замещению кварцевых диоритов альбитом при полном выносе кварца. Альбититы обязаны своим происхождением натровому метасоматозу.

Отчетливо устанавливается, что в спилозитах альбитизация предшествовала эпидотизации и хлоритизации, о чем сви-

детельствует замещение альбита хлоритом и эпидотом, включающим в себя реликты альбита с контурами разъедания. Кроме того, прожилки эпидота секут кристаллы альбита.

Можно предполагать, что спилозиты возникли дальнейшей эпидотизацией и хлоритизацией альбититов действием богатых магнием и железом растворов. Последние отлагали в спилозитах пирит и халькопирит.

Под воздействием поздних гидротермальных растворов кварцевые диориты местами превращены в обесцвеченные окварцованные породы. Данные химических анализов показывают, что при этих процессах из кварцевых диоритов были вынесены титан, алюминий, железо, марганец, магний и кальций, но был привнесен кремний.

Интенсивным метасоматическим преобразованиям подвергались нижнемеловые плагиограниты. Постмагматические высоконагретые кислые растворы, взаимодействуя с материнскими породами на периферии интрузивов, образовали микрорепегматиты путем замещения твердой фазы плагиоклаза кварцем. Почти одновременно с пегматитизацией шла альбитизация плагиоклаза под действием натрового метасоматоза.

Микроскопические исследования показывают, что слабая кварцитизация выражается в частичном замещении плагиоклаза исходных пород постмагматическим кварцем, включающим в себя реликты первого с крайне неправильными контурами разъедания. При усилении кварцитизации по краям кристаллов плагиоклаза появляются микрорепегматитовые участки, которые местами распространяются в их центральные части. При далеко зашедшем процессе кварцитизации целые кристаллы плагиоклаза повсеместно прорастаются оптически одинаково ориентированными микровростками кварца, благодаря чему в плагиогранитах возникают неправильные и незакономерно распределенные участки микрорепегматитов. Встречаются и сравнительно крупные зерна кварца, изобилующие разъеданными реликтами плагиоклаза. В нем реликты чаще всего принадлежат к одному зерну плагиоклаза и реже к двум. В последнем случае в кварце имеются две системы реликтов плагиоклаза с разными оптическими ориентировками.

Интересно отметить, что разновозрастные плагиограниты повсеместно, особенно в краевых частях интрузивов, подвер-

жены интенсивной хлоритизации. Хлорит развивается по плагиоклазу и образовался за счет глинозема плагиоклаза с привнесением растворами железа и магния. При усилении кварцитизации и альбитизации плагиогранитов хлоритизация отводится на второй план. Это, вероятно, объясняется тем, что тесно сопряженные между собой кварцитизация и альбитизация, с одной стороны, и хлоритизация, с другой, разделены некоторым промежутком времени и вызваны растворами различного состава.

За счет нижнемеловых кварцевых габбро-диоритов Алавердской группы возникли кварцевые альбититы под воздействием богатых натрием кислых растворов, выделившихся из кварцевых альбитофиров в период их формирования. Альбитизация предшествовала кварцитизации, что подтверждается наличием в кварце реликтов альбита с контурами разъедания. По краям плагиоклазовых кристаллов наблюдается образование мирмекитоподобных вростков кварца.

У непосредственных контактов нижнемеловых гранитов Цавской группы гибридные породы первой фазы преобразовались в альбититы и олигоклазиты. Метасоматические преобразования пород осуществлялись натриевыми растворами, которыми в незначительном количестве были привнесены кремнезем и калий с образованием кварца и калиевого полевого шпата.

Компоненты цветных минералов гибридных пород первой фазы перешли в растворы и затем частично переотлагались в виде новообразованных минералов — хлорита, эпидота, сфена, магнетита и карбоната.

Альбититы возникли и в эндоконтактной зоне гранитов Цавской группы под воздействием натриевого метасоматоза. При метасоматическом преобразовании гранитов в альбититы в большом количестве были вынесены кремнезем и калий.

Постмагматические явления дополнительных интрузивов и сателлитов выражаются теми же процессами, что и в крупных массивах интрузивной фазы, но в меньших масштабах.

Особенно необходимо отметить о широком проявлении натриевого метасоматоза в связи с внедрением предверхнеюрских дополнительных интрузивов, благодаря чему нередко возникли неотчетливо выраженные и постепенные контакты

между плагиогранитами первой фазы и дополнительными интрузивами плагиогранит-порфиров с образованием небольших зон кварц-альбититовых пород. Такие же метасоматические породы встречаются в некотором удалении от более или менее крупных дополнительных интрузивов.

При далеко зашедшем процессе натрового метасоматоза в приконтактных участках дополнительных интрузивов плагиограниты замещены кварцсодержащими альбититами.

В некоторых нижнемеловых интрузивах влиянию постмагматических растворов подвергались также жильные породы. Так, в Кохбском массиве дайка диорит-порфирита под воздействием богатых натрием растворов преобразовалась в кварцсодержащие альбититы. В Цавском интрузиве дайки меланократовых пород настолько сильно изменены постмагматическими растворами, что почти сплошь слагаются из новообразованных минералов — альбита, олигоклаза, кварца, эпидота, хлорита и др.

В связи с интрузивами возникли разнообразные контактово-измененные породы. Масштабы проявления метаморфических процессов находились в причинной зависимости от многих факторов. Прежде всего устанавливается, что наиболее широкие контактовые ореолы образовались в связи с крупными интрузивами ранних фаз, обладавшими большей тепловой энергией и значительной потенциальной возможностью для преобразования боковых пород. Ширина контактовых оболочек достигает максимума вскруг интрузивов кварцдиоритового, плагиогранодиоритового и гранодиоритового составов, где констатируется также наибольшая вариация петрографического состава измененных пород. К ним тяготеют и сравнительно высокотемпературные контактово-метаморфические образования.

Контактные изменения поздних инъекций магмы выражены слабо. Так, контактное воздействие нижнемеловых гранитов на юрские вулканогенные породы основного состава выражается в их слабой перекристаллизации с образованием незначительного количества роговой обманки и биотита.

Контактные явления особенно слабо проявлены в связи с аляскистыми гранитами предверхнеюрского возраста. Контактующие с ними среднебайосские эффузивы не испыты-

вали каких-либо существенных изменений, и даже у непосредственных контактов они полностью сохраняют свои структурные особенности.

Это все свидетельствует о том, что поздние инъекции кислой магмы обладали ограниченным запасом тепловой энергии.

Таким образом, интенсивность контактовых изменений убывает при переходе от ранних фаз к поздним по мере возрастания кислотности гранитоидов.

На начальных стадиях изменение боковых пород сказывалось в их термометаморфизме без привноса или выноса компонентов из метаморфизируемых пород, благодаря чему возникли зоны перекристаллизованных пород. Как ширина этих зон, так и характер последующих метаморфических процессов, зависели от многих факторов — от состава и размера интрузивов, глубины их формирования, крутизны поверхности контактов, термодинамического состояния и структурных условий боковых пород и др.

В огромном большинстве случаев действие термального метаморфизма выражено слабо, что объясняется гипабиссальными условиями формирования гранитоидов.

Вдали от контактов интрузивов степень перекристаллизации пород нередко не меняется на значительных расстояниях. Такие участки характеризуются также выдержанностью количественного соотношения минеральных ассоциаций. Прогрев и перекристаллизация пород на дальних от интрузивов расстояниях, вероятно, осуществлялись эманациями и постмагматическими растворами, которые выравнивали температурные условия в силу относительного постоянства термодинамических условий внешней среды.

Следует отметить, что среди контактово-измененных пород пироксен-содержащие роговики являются редкостью. Между тем, такие роговики широко развиты в связи с третичными интрузивами Армянской зоны. Пироксеновые роговики в виде незначительных участков обнаружены в связи с габброидами, кварцевыми, диоритами и отчасти плагиогранодиоритами. Хотя бесспорно можно доказать, что из магмы удалялись в контактовую оболочку магний, железо, кальций и др., но все же пироксены не образовались. Более того, пироксены исходных пород всегда замещены амфиболом. Это

свидетельствует о том, что перекристаллизация исходных пород происходила при наличии летучих компонентов, исключавших возникновения пироксенов.

По-видимому, у непосредственных контактов на ранней стадии перекристаллизации появились пироксены, которые при дальнейшем понижении температуры и накоплении летучих компонентов оказались неустойчивыми и заместились амфиболом. В пользу этого предположения говорит наличие у непосредственных контактов некоторых интрузивов кварцдиоритового состава реликтов пироксена в амфиболе.

Отсутствие пироксенов в контактовых образованиях Кохбского массива В. Г. Грушевой (1941¹) объяснил тем, что затвердевание его происходило в достаточно замкнутом пространстве под значительным давлением, вследствие чего отдача тепла и газов из массива была медленной.

Последующие стадии метаморфизма характеризовались выделением из магмы легкоподвижных газообразных растворов, производящих метаморфическое воздействие как на продукты термометаморфизма, так и на боковые породы вдали от контактов. Благодаря этому, термометаморфические породы претерпевали большие преобразования и контактовый ореол расширился.

В конечном итоге в контактовых оболочках возникла некоторая зональность со сменой в удалении от интрузивов высокотемпературных минеральных ассоциаций низкотемпературными.

Зональность проявлялась в образовании неотчетливо выраженных зон, детали которых изменялись во времени в связи с изменением характера постмагматических процессов и других внешних факторов.

Воспроизвести всю последовательность происходивших постмагматических процессов по их конечным результатам с учетом большого количества факторов представляет большую трудность и в ряде случаев почти невозможным, так как на начальных стадиях возникшие зоны с характерными минеральными ассоциациями нередко уничтожены последующими процессами.

Тем не менее на основании изучения ассоциаций минералов и их реакционных взаимоотношений можно составить ко-

лонки отдельных зон для интрузивов разного петрографического состава, дающие, хотя и в грубом приближении, представление о последовательности контактовых явлений.

Нижеприведенные ряды минеральных ассоциаций характеризуют отдельные зоны контактовых оболочек и обычно располагаются от контактов интрузивов по направлению к боковым породам. Однако в приконтактной зоне нередко происходило наложение низкотемпературных минеральных ассоциаций на высокотемпературные. Отметим, что в рядах минералы расположены в порядке уменьшения их количества.

ПЛАГИОГРАНИТЫ И ПОРФИРОВИДНЫЕ ПЛАГИОГРАНИТЫ ПРЕДВЕРХНЕЮРСКОГО ВОЗРАСТА

1. а. Андезин + амфибол
б. Олигоклаз + кварц + амфибол
2. а. Кислый андезин + амфибол + кварц + примесь хлорита, эпидота
б. Альбит + кварц + примесь серицита, карбоната, эпидота, хлорита
3. Альбит + кварц + серицит + примесь эпидота, хлорита
4. Кварц + серицит
5. Компоненты исходных пород + примесь хлорита, эпидота, серицита, карбоната, кварца.

ГАББРОИДЫ АЛАВЕРДСКОЙ ГРУППЫ

1. Лабрадор + пироксен
2. Лабрадор + пироксен + хлорит
3. Эпидот + примесь карбоната и хлорита.

КВАРЦЕВЫЕ ДИОРИТЫ АЛАВЕРДСКОЙ ГРУППЫ

1. а. Лабрадор + пироксен
б. Андезин + амфибол + иногда примесь биотита, кварца
2. а. Андезин + амфибол + примесь кварца, биотита, хлорита, серицита
б. Амфибол + плагиоклаз (олигоклаз и кислый андезин) + примесь кварца, эпидота.

3. Плагиоклаз (альбит, олигоклаз) + кварц + амфибол + иногда примесь биотита.
4. Плагиоклаз (альбит — олигоклаз, олигоклаз) + кварц + примесь хлорита, эпидота.
5. Кварц + примесь альбита, кислого олигоклаза, андалузита, серицита, мусковита, хлорита, эпидота, карбоната, редко биотита.
6. Компоненты исходных пород + примесь хлорита, эпидота, иногда альбита, серицита, кварца, карбоната, редко амфибола.

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВЫ ПЛАГИОГРАНОДИОРИТ- ПОРФИРОВ АЛАВЕРДСКОЙ ГРУППЫ

1. Андезин + амфибол
2. Кислый андезин + амфибол + примесь эпидота, хлорита
3. Кварц + кислый олигоклаз + примесь серицита, пирита
4. Компоненты исходных пород + примесь хлорита, эпидота, иногда альбита, кварца, карбоната.

ПЛАГИОГРАНОДИОРИТЫ АЛАВЕРДСКОЙ ГРУППЫ

1. а. Андезин + амфибол
б. Лабрадор + пироксен
2. а. Плагиоклаз (альбит, олигоклаз) + примесь кварца, карбоната.
б. Пироксен + скаполит.
3. Олигоклаз + кварц + амфибол
4. а. Кислый олигоклаз + кварц + карбонат
б. Альбит + эпидот + примесь кварца, хлорита
в. Альбит + эпидот + хлорит + примесь кварца
г. Альбит + серицит + примесь кварца, эпидота, карбоната
5. Альбит + кварц + примесь эпидота, карбоната.
6. Кварц + примесь альбита, эпидота, хлорита, серицита, карбоната.
7. Компоненты исходных пород + примесь эпидота, карбоната, хлорита, альбита, кварца, реже серицита.

ПЛАГИОГРАНИТЫ АЛАВЕРДСКОЙ ГРУППЫ

1. Андезин + амфибол
2. Амфибол + андезин + примесь кварца
3. Кислый андезин + кварц + карбонат + хлорит + примесь эпидота
4. Олигоклаз + кварц + серицит
5. Кварц + примесь альбита, олигоклаза, серицита, андалузита
6. Компоненты исходных пород + примесь эпидота, карбоната, хлорита, альбита, кварца.

ПОРОДЫ ПЕРВОЙ ФАЗЫ ЦАВСКОЙ ГРУППЫ

1. а. Лабрадор + пироксен
б. Андезин + амфибол + пироксен
2. Лабрадор + андезин + амфибол + примесь эпидота, хлорита, кварца.
3. Компоненты исходных пород + эпидот + примесь хлорита.

ПОРОДЫ II ФАЗЫ ЦАВСКОЙ ГРУППЫ

1. а. Андезин + амфибол
б. Олигоклаз + амфибол + примесь эпидота, хлорита, серицита.
2. Альбит + эпидот + примесь амфибола, хлорита, кварца.
3. Компоненты исходных пород + альбит + примесь эпидота, хлорита, кварца, изредка амфибола.

На каждой стадии постмагматической деятельности образовались различные минеральные ассоциации, которые на последующих стадиях стали неустойчивыми и заменились новыми ассоциациями, устойчивыми при создавшихся новых условиях.

Как видно из вышеприведенных данных, на контактах гранитоидов состав метаморфизируемых пород изменялся во времени в сторону увеличения кислотности. После перекристаллизации боковые породы подвергались базификации, обо-

гащаясь магнезиально-железистыми минералами; на последующих стадиях происходил вынос из них железа, магния, кальция и притянос кремния, натрия и других элементов с образованием кислых пород вплоть до вторичных кварцитов.

В общих чертах метаморфический процесс происходил следующим образом. Сначала возникли плагиоклаз-амфиболовые и в некоторых местах у непосредственных контактов плагиоклаз-пироксеновые роговики, которые в дальнейшем также превратились в плагиоклаз-амфиболовые роговики. С течением времени эти роговики обогатились амфиболом. Затем в приконтактных участках наступала стадия частичного выщелачивания и выноса магния, железа, кальция и их перетложение в средних частях экзоконтактных зон, где образовались интенсивно амфиболизированные породы. После этого и в этих частях наступала стадия выноса кальция, магния, железа, но притянос кремния и натрия. На конечных стадиях происходило интенсивное выщелачивание пород с образованием вторичных кварцитов.

Обогащенные магнием, железом, кальцием, отчасти натрием и кремнием растворы вдали от интрузивов производили слабое воздействие на боковые породы, выразившиеся в хлоритизации, эпидотизации, карбонатизации, отчасти альбитизации, кварцитизации и в редких случаях амфиболизации.

В слабо измененных боковых породах отчетливо наблюдается, что сначала происходила амфиболизация, альбитизация, затем эпидотизация и в конце карбонатизация.

По реакционным взаимоотношениям вполне устанавливается, что во внутренних частях контактовых ореолов амфиболизация и альбитизация также предшествовали хлоритизации, кварцитизации, серицитизации и карбонатизации.

Наиболее распространенные процессы в общих чертах происходили в следующей последовательности: перекристаллизация, амфиболизация, альбитизация, эпидотизация, хлоритизация, кварцитизация, серицитизация, карбонатизация.

Приведенная схема является условной и вряд ли в деталях отражает действительный ход сложного метаморфического процесса в отдельных конкретных случаях. Воссоздание развития этого явления осложняется и тем, что одни и те же процессы нередко проявились неоднократно, о чем свидетель-

ствуется принадлежность ряда минералов к нескольким генерациям.

Из вышеизложенного видно, что боковые породы прошли через две основные стадии: I) стадию базификации и II) стадию увеличения кислотности. Кислые эффузивы также прошли через стадию базификации, а затем превратились во вторичные кварциты. Это хорошо наблюдается в экзоконтактовой зоне Кохбского массива, где в кварцевых плагиопорфирах постмагматический процесс местами не доходил до предела и сохранились продукты базификации.

Следовательно, боковые породы в независимости от первичного состава видоизменялись одинаково. Однако следует оговориться, что этот вывод правилен, если боковые породы подвергаются воздействию контаминированной магмы, обогащенной магнием, железом и кальцием. На контакте кислых гранитоидов, вмещающие породы миновали стадию базификации. В них железомagneзиальные минералы (в основном амфибол) возникли исключительно за счет компонентов исходных пород.

На контакте гибридизированных интрузивов базификация вмещающих эффузивов выразилась в амфиболизации, причем главная масса компонентов амфибола была привнесена из магмы, о чем говорят: а) наличие микрожил амфибола; б) образование его в порах эффузивов; в) заметное уменьшение содержания амфибола и магнетита в краевых частях некоторых интрузивов кварц-диоритового состава (Кохбский, Цахкашатский); г) такое высокое содержание амфибола, которое не могло образоваться на месте за счет исходных пород; д) появление большого количества амфибола в кислых эффузивах на контакте кварцевых диоритов.

Об удалении многих компонентов из магмы в окружающую среду свидетельствует и широкое проявление амфиболизации плагиоклаза. Повсеместно плагиоклаз измененных пород замещается псевдоморфозным агрегатом роговой обманки. В этом случае, по Д. С. Коржинскому (1955), роговая обманка образуется в результате реакции анортитовой молекулы плагиоклаза с кварцем и магнетитом, с привнесением магния. В интенсивно амфиболизированных породах, по-видимому, роговая обманка возникла также благодаря реакции анорги-

товой молекулы плагиоклаза с привнесом магния, железа и в некоторых случаях кальция, поскольку иногда роговая обманка замещает альбитизированный плагиоклаз.

На стадии базификации из контаминированной до кварцдиоритового состава магмы растворами было вынесено большое количество железа иногда с образованием железорудных месторождений.

Таким образом, кислая магма, благодаря ассимиляции сначала обогащалась компонентами вмещающей среды, а в постмагматическую стадию часть из них отдала боковым породам, и в ряде случаев, при наличии благоприятных литолого-структурных условий в контактовых оболочках имела место концентрация их с образованием месторождений.

Результаты многочисленных спектральных анализов свидетельствуют об удалении из магмы в контактовые ореолы не только обычных петрогенных элементов, но и содержащих в ней микроэлементов (медь, барий, цинк, свинец, цирконий, бериллий, галлий, итрий, иттербий, молибден и др.). Привнос из магмы микроэлементов интенсивно происходил в период проявления гидротермальной деятельности.

Изучение парагенетических ассоциаций минералов показывает, что химические компоненты выявляют качественные различия в подвижности в зависимости от их пространственного нахождения в экзоконтактовой оболочке. В различных сечениях ее одни и те же химические элементы обнаруживают различное поведение, что объясняется принципом дифференциальной подвижности компонентов, сформулированным Д. С. Коржинским. Д. С. Коржинский (1955) указывает, что «в каждой данной метасоматической зоне подвижность компонентов различается не только количественно, но и качественно, с вполне подвижным поведением одних при инертном поведении других».

Следует отметить, что подвижность одних и тех же компонентов изменяется не только при переходе одной зоны в другую, но и в пределах отдельных зон она изменяется во времени. Так, на ранней стадии метаморфизма железо, магний и кальций были вполне инертными компонентами в приконтактовой и внутренней зонах оболочки; несколько позже они становятся подвижными в первой зоне и продолжают

оставаться инертными во внутренней зоне; при последующих процессах эти элементы переходят из инертного во вполне подвижное состояние и во внутренней зоне, где инертными становятся кремний, натрий и т. д.

В большинстве случаев железо, магний и кальций на начальных стадиях были вполне инертными компонентами, однако на поздних стадиях они перешли от инертности к подвижности; на самых конечных стадиях вдали от интрузивов они частично стали снова инертными. Противоположное поведение обнаруживают кремний и натрий.

В связи с гранитоидами третичного возраста Армянской зоны возникли более высокотемпературные контактовые породы. Они отличаются от аналогичных пород Сомхето-Кафанской зоны частым присутствием пироксенов — диопсида, авгита, энстатита, клиноэнстатита и др. В них нередки также биотит и калиевый полевой шпат. Последний почти полностью отсутствует в контактовых образованиях Сомхето-Кафанской зоны, а биотит является редкостью.

Как видно, специфика вещественного состава разновозрастных гранитоидов двух тектонических зон сказывается и на минералогическом составе продуктов контактового метаморфизма.

Этим обусловлено и то, что в связи с третичным интрузивным комплексом Армянской зоны сравнительно широко проявлены процессы биотитизации и калиевого метасоматоза, в то время как в мезозойских гранитоидах Сомхето-Кафанской зоны большим развитием пользуются явления натрового метасоматоза и амфиболизации.

К ВОПРОСУ О СВЯЗИ ОРУДЕНЕНИЯ С МАГМАТИЗМОМ СОМХЕТО-КАФАНСКОЙ ЗОНЫ

Вопросы, связанные с полезными ископаемыми Сомхето-Кафанской зоны, освещены в обстоятельных работах И. Г. Магакьяна (1943, 1944, 1947¹, 1952¹, 1954² и др.), С. С. Мкртчяна (1956, 1957, 1958 и др.), Б. С. Вартапетяна (1957², 1957³, 1958 и др.) и других исследователей, поэтому здесь вкратце остановимся на вопросе генетической связи оруденения с разновозрастными магматическими образованиями.

Сомхето-Кафанская зона И. Г. Магакьяном и С. С. Мкртчяном (1958²) охарактеризована как область колчеданного и скарнового железорудного оруденения с локальным развитием гидротермальной минерализации кобальта, меди, свинца, цинка, бария и марганца.

Известные месторождения размещаются среди юрского мощного комплекса вулканогенных и туфогенных пород, причем в стратиграфическом разрезе отмечается неравномерное распределение оруденения, обусловленное изменением в пределах комплекса благоприятных для локализации рудной минерализации структурно-литологических условий.

Наибольшее рудоотложение происходило в участках, где имелась совокупность благоприятных факторов—породы, легко поддающиеся метасоматическим замещениям, рудоподводящие каналы, экранирующие преграды, раздробленные зоны, рассланцованные породы, контакты разнородных пород и очаги, породившие металлоносные растворы.

Оруденение преимущественно приурочено к сводовым частям второстепенных антиклиналей. Интенсивное оруденение, по-видимому, имело место и в сводовых участках антикавказских складчатых структур, но было уничтожено эрозией.

В большинстве случаев трудно установить последовательность во времени отдельных стадий постмагматической пневматолито-гидротермальной деятельности и в связи с ними минералообразования вследствие того, что результаты предыдущей стадии маскированы наложением последующей и выделение эманаций и растворов происходило неоднократно.

В пределах самих интрузивов оруденение незначительного масштаба, высокая концентрация рудных минералов обычно наблюдается на участках, значительно отдаленных от обнажающихся выходов гранитсидов.

В известной мере устанавливается локальная и генетическая связь некоторых господствующих типов оруденения с интрузивными породами определенного состава. Как ниже увидим, эта связь доказывается также геохимическим родством рудных формаций и интрузивных образований.

Отдельные рудные формации часто обособляются во времени и пространстве и отличаются друг от друга по ассоциациям элементов и их содержанию. Различные формации об-

ладают и общностью, выражающейся в наличии группы элементов, характерной для всех типов руд.

В рудных формациях по количественным соотношениям различаются группы ведущих, второстепенных и рассеянных элементов. Количество ведущих элементов ограниченное, но они пользуются наибольшим распространением, что ставится в связь с высокой концентрацией этих элементов в порождающих их источниках.

На некоторых участках наблюдается пространственное сонахождение различных рудных формаций, что объясняется благоприятными структурно-литологическими и магматическими факторами.

Как справедливо отметила М. А. Фаворская (1958), при изучении связей эндогенного оруденения с магматизмом основное внимание уделяется интрузивным породам, а вопрос о металлогеническом значении эффузивов оставался в тени.

За последнее время накапливается все больше фактов, позволяющих говорить о генетической связи некоторых типов эндогенного оруденения с эффузивной деятельностью.

Данные, подтверждающие генетическую связь оруденения с эффузивным магматизмом, можно найти в работах В. Н. Котляра (1959), М. А. Фаворской (1958), М. Г. Руб (1959), А. Т. Асланяна (1958), Г. С. Дзоценидзе (1958), М. А. Кашкая (1959) и других.

Многие факты свидетельствуют о том, что колчеданное оруденение Сомхето-Кафанской зоны генетически связано как с интрузивами, так и с их экструзивными и эффузивными аналогами — кварцевыми альбитофирами и кварцевыми плагио-порфирами.

В работах И. Г. Магакьяна (1944, 1947², 1954³ и др.) приводятся многие веские доводы, говорящие о генетической связи оруденения с кварцевыми альбитофирами.

По данным И. Г. Магакьяна, в определенной генетической связи с верхнемеловыми андезитами Сомхето-Кафанской зоны находятся небольшие месторождения марганцовых руд, образующих пластообразные тела замещения, штокверковые зоны и жилы. Характерными для руд элементами являются марганец и железо; из рассеянных элементов присутствуют кобальт, реже таллий.

По исследованиям М. А. Кашкая (1959), серно- и медно-колчеданное оруденение Азербайджана генетически связано с верхнебайосскими кварцевыми плагиопорфирами, главным образом, с субвулканической фазой их извержения. Он отмечает, что кварцевые плагиопорфиры формировались в три фазы извержения: «две покровные (эффузивные) и одну субвулканическую — интрузивную». Породы последней фазы распространены ограниченными участками, к которым приурочено колчеданное оруденение.

Г. С. Дзоценидзе (1958) на конкретных примерах показал роль эффузивного магматизма в образовании некоторых серно-колчеданных, гематитовых и баритовых месторождений Грузии.

С предверхнеюрским интрузивным комплексом связаны небольшие серно-колчеданные, медно-серноколчеданные и полиметаллические месторождения¹. Все они тяготеют к среднеюрским отложениям.

Согласно И. Г. Магакьяну (1954³), медно-серноколчеданное и полиметаллическое оруденение накладывается на мощные пиритизированные зоны и контролируется системами более поздних секущих эти зоны трещин. В верховье р. Ахум пиритизированные зоны пересечены жилами и прожилками полиметаллического состава. На месторождениях верховья р. Хндзорут пиритизированные породы рассечены полиметаллическими прожилками и жилами барита, богатыми сфалеритом и галенитом.

Таким образом, устанавливается более позднее образование полиметаллической и баритовой формации по отношению к медно-серноколчеданной и серноколчеданной. Последняя является преимущественно наиболее ранней формацией.

Г. О. Григорян семейство полиметаллических руд разделяет на собственно полиметаллический, свинцово-цинковый и медно-свинцово-цинковый типы.

В пространственном распределении различных по составу рудных проявлений намечается определенная закономерность по отношению к разнофазным интрузивным породам, что, по-

¹ В 1959 г. А. Г. Мидяном обнаружены признаки киновари в связи с плагиогранитами первой фазы.

видимому, указывает на их генетическую связь. Некоторые исследователи это рассматривают как выражение зональности относительно металлоносного очага.

Серноколчеданные, медно-серноколчеданные и медно-свинцово-цинковые проявления в основном приурочены к экзо-контактовым зонам плагиограцитов (первая фаза) и дополнительных интрузивов плагиогранит-порфиров, в то время как ближе к порфиroidным плагиогранитам (вторая фаза) располагаются полиметаллические и свинцово-цинковые проявления.

В области развития предверхнеюрских гранитоидов преобладают месторождения полиметаллического оруденения, которые, по И. Г. Магакьяну, приурочены к широтным зонам разломов, проходящих в верховьях рр. Ахум, Тауз и Хндзурут. Руда сложена пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, незначительным количеством блеклых минералов, кварцем и баритом. Химическим анализом определены серебро и золото. Спектрально установлено наличие большинства микроэлементов порфиroidных плагиогранитов второй фазы, а также кадмий и сурьма.

В пространственной и генетической связи с нижнемеловым интрузивным комплексом образовались более богатые и крупные рудные месторождения. Главная масса их сосредоточена в районах развития гранитоидов Алавердской и Кедабек-Дашкесанской групп.

По господствующим типам руд различаются серноколчеданные, медно-серноколчеданные, полиметаллические, железорудные, медно-молибденовые, баритовые и др. месторождения. Некоторые формации руд пользуются почти повсеместным развитием.

Генетическая связь оруденения с нижнемеловым интрузивным комплексом доказывается:

а) тесной пространственной приуроченностью рудных месторождений к гранитоидам (большинство из них располагаются в приконтактовых частях интрузивов); б) совпадением возраста рудной минерализации и гранитоидов; в) геохимическим родством интрузивных пород и рудных тел и др.

В пределах Алавердского антиклинория в определенной генетической связи с кварцевыми диоритами Кохбского мас-

сива находятся железорудные месторождения контактово-метасоматического и высокотемпературного гидротермального типов Цакери-дош, Бовери-гаш, Мисхана, Карцах, Гег-даг; небольшие медно-серноколчеданные проявления Кохб, Шнох; медно-молибденовое проявление Техут и кварц-баритовые жилы у с. Кохб.

Из железорудных месторождений Бовери-гаш располагается в пределах массива, а остальные приурочены к его экзоконтактной полосе.

Руда представлена магнетитом, гематитом с примесью пирита и халькопирита, причем прожилки последних двух минералов иногда секут магнетит-гематитовую руду. Отмечаются различные сочетания указанных рудных минералов, иногда же одновременно присутствуют все четыре. Из нерудных минералов встречаются кварц, эпидот, хлорит, кальцит, иногда гранат. По данным В. Г. Грушевого, гранат замещается магнетитом. По И. Г. Магакьяну, практическое значение могут приобрести месторождения Цакери-дош и Мисхана.

Медно-серноколчеданное проявление Кохб располагается в северо-восточном эндоконтакте массива и связано с довольно мощной кварцевой жилой. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, редко сфалеритом, титаном, золотом и серебром.

Медно-серноколчеданное проявление Шнох залегает в западной экзоконтактной зоне Кохбского массива и представлено медно-пиритовой жилой с редкими зернами сфалерита.

Мелкие кварцевые жилы и зоны окварцевания с медно-пиритовым оруденением местами встречаются между сс. Шнох и Арчис в пределах кварцевых диоритов.

В южной части Кохбского массива на значительной площади кварцевые диориты подвержены интенсивному воздействию гидротермальных растворов с частым проявлением серноколчеданного (пиритового) оруденения вкрапленного и прожилкового типа. В этой измененной зоне выше с. Техут находится медно-молибденовое проявление, представленное жилами, прожилками и вкрапленностью. Здесь металлометрическими съемками обнаружены некоторые ореолы молибдена и меди. Минералогический состав руд следующий: халькопирит молибденит, пирит, кварц, серицит.

В руде констатировано наличие селена, теллура, олова, галлия, стронция, ванадия и серебра.

Кварц-баритовые жилы у с. Кохб располагаются в измененных эффузивах верхней юры.

Во внешних контактовых ореолах Кохбского и Цахкашатского интрузивов и в особенности среди интенсивно амфиболитизованных пород наблюдается пиритовое оруденение вкрапленного типа.

В южной контактовой оболочке Кохбского массива на участке г. Кара-Кетук в последнее время А. Г. Мидяном, П. М. Бартикяном и Л. А. Казанчяном выявлены баритовые и золотоносные кварц-гематитовые жилы, в которых золото ассоциирует с гематитом, пиритом и халькопиритом. Южнее, в более отдаленной от кварцевых диоритов местности, им же обнаружено золото, связанное с кварц-баритовыми жилами, измененными зонами и полиметаллическими проявлениями в ассоциации с сфалеритом, галенитом, самородным оловом, свинцом, киноварью и баритом. В полиметаллической руде спектрально определены марганец, никель, кобальт, титан, ванадий, хром, молибден, цирконий, медь, свинец, мышьяк, галлий, бериллий, барий, серебро, золото, цинк, кадмий, теллур и германий.

По данным тех же исследователей, в юго-западной экзоконтактовой зоне Кохбского массива выше колхозного сада сел. Шнох, обнажается мощная (2—2,5 м) кварцевая жила с содержанием золота, халькопирита, гематита, галенита, сфалерита и пирита.

Согласно А. Г. Мидяну (1959), минералогический состав естественных шлихов районов Кохбского и Цахкашатского интрузивов идентичен и представлен самородным золотом (часто в значительном количестве), халькопиритом, молибденитом, киноварью, галенитом, сфалеритом, шеелитом и арсенипиритом. В искусственных шлихах Цахкашатских кварцевых диоритов выявлен молибденит.

По заключению А. Г. Мидяна, оба интрузива золотоносны и подлежат поисковым работам.

По северной периферии Чочканского интрузива среди интенсивно гидротермально-измененных пород А. Л. Додиним (1935) отмечаются некоторые признаки медно-пиритового ору-

денения вкрапленного типа, а также редкие вкрапленности и прожилки железной слюдки. Небольшое проявление медно-пиритового оруденения вкрапленного типа нами встречено в 2 км к северо-западу от с. Чочкан в акзоконтакте интрузива; на одном образце замечен также молибденит. В шлихах района Чочканских кварцевых диоритов А. Г. Миляном обнаружены самородное золото (единичные знаки), галенит, сфалерит, редко арсенопирит, молибденит и барит.

В табл. 95 приведены данные о вещественном составе различных по характеру рудных формаций, связанных с кварцевыми диоритами Алавердской группы. Как видно из таблицы, кварцевые диориты породили довольно много рудных формаций, в которых ведущими элементами являются железо, медь, молибден, цинк, свинец, барий, сера, кремний; второстепенными — золото, ртуть, олово, титан, серебро и рассеянными — селен, теллур, галлий, стронций, ванадий, никель, кобальт, хром, мышьяк, марганец, кадмий, индий и цирконий.

Генетическая связь оруденения с кварцевыми диоритами доказывается и тем, что в последних химическими и спектральными анализами определены все ведущие элементы рудных формаций, а также большинство перечисленных рассеянных элементов. Общими для руд и кварцевых диоритов элементами являются железо, медь, молибден, цинк, свинец, барий, кремний, титан, ванадий, цирконий, галлий, кобальт, никель, бериллий, хром, стронций.

Незначительное медно-серноколчеданное проявление располагается к югу от с. Ходжорнии, медное проявление в районе сс. Джилиза и Чанахчи; все они пространственно тяготеют к выходам кварцевых альбитофиров. Признаки медно-пиритового оруденения нами отмечены по северной периферии небольшого выхода альбитофиров в верховье р. Болнис среди интенсивно осветленных пород.

В связи с дополнительными интрузивами плагиогранодиорит-порфиров находится интенсивное пиритовое оруденение в виде мельчайшей вкрапленности в крупных останцах осветленных и ороговикованных вулканогенных пород. В пиритизированных породах спектральным анализом определены свинец (0,01—0,001%), скандий (0,01%), барий (0,01%), никель

Вещественный состав различных рудных формаций,
связанных с кварцевыми диоритами Алавердской группы

Рудная формация	Ведущие элементы	Второстепенные элементы	Рассеянные элементы
Железорудная	Железо	Медь, сера	—
Золотоносная кварц-гематитовая	Железо, кремний	Медь, сера, золото	—
Медно-молибдено- вая	Медь, молибден, сера, кремний	Железо	Теллур, олово, галлий, стронций, ванадий, серебро
Серноколчеданная	Железо, сера	Медь	—
Медно-серноколче- данная	Медь, железо, сера, кремний	Цинк, золото, се- ребро, титан	—
Полиметаллическая	Цинк, свинец, медь, сера	Олово, золото, ртуть, барий	Марганец, никель, кобальт, титан, ванадий, хром, мо- либден, цирконий, мышьяк, галлий, серебро, индий, кадмий, теллур
Баритовая	Барий, сера, кремний	Золото	—

(0,001%), ванадий (0,03—0,001%), цирконий (0,001—0,003%), медь (0,001%), цинк (0,01%), серебро (0,001%), галлий (0,01—0,001%), бериллий (0,001%) и иттербий (0,001%). Большинство из этих элементов спектрально установлено и в плагиогранодиорит-порфирах. В пределах дополнительных интрузивов указанных пород иногда встречаются мелкие жилы барита.

В тесной локальной связи с Лалварским дополнительным интрузивом плагиогранит-порфиров находится Палан-Токийское месторождение, представленное кварцевыми прожилками с халькопирит-гематитовой рудой, в которой участвуют также пирит, сфалерит, галенит и ковеллин. Месторождение располагается в юго-западном экзоконтакте среди контактово-измененных вулканогенных пород. Внутри интрузива встречаются также жилы барита которые по простиранию прослеживаются в несколько метров. Генетическая связь оруденения с плагиогранит-порфирами доказывается и тем, что в последних спектрально определены все элементы (кроме цинка), присутствующие в рудах.

Акоринское и Агвинское месторождения наиболее близко расположены к плагиогранодиоритам Качачкутских выходов. Первое представлено баритовыми жилами, которые тяготеют к туфопесчаникам средней юры и содержат в незначительном количестве борнит, теннантит, халькозин и кварц. Спектрально установлены свинец, медь, серебро, цинк, галлий, ванадий и стронций.

Агвинское месторождение приурочено к верхнеюрской вулканогенной толще и представлено гематит-пиритовым и пирит-халькопиритовым оруденением. В минералогическом составе руд присутствуют кварц, пирит, гематит халькопирит, незначительная примесь сфалерита; ковеллина, галенита и молибденита.

В районе развития Качачкутских плагиогранодиоритов А. Г. Мидяном и др. (1959) выявлены золотоносные мощные кварцевые жилы, в которых золото ассоциирует с халькопиритом, сфалеритом, пиритом, ковеллином и баритом. В них спектральным анализом обнаружены — марганец, никель, титан, ванадий, молибден, медь, свинец, серебро и цинк.

Как становится очевидным, в рудных формациях, связан-

ных с плагиогранодиоритами, ведущими элементами являются медь, железо, сера, кремний, барий; второстепенными—цинк, свинец, золото, мышьяк, молибден; рассеянными — марганец, серебро, титан, ванадий, никель, галлий и стронций. Интересно отметить, что наличием перечисленных элементов, за исключением мышьяка, серебра и золота, характеризуются и плагиогранодиориты.

Известные крупные месторождения Алавердского района находятся в области развития плагиогранодиоритов, плагиогранитов и кварцевых альбитофигов. К ним относятся Ахталское полиметаллическое, Шамлугское и Алавердское медно-серноколчеданное и более мелкое Уч-Килисинское баритовое месторождения. Тектоническое положение их определяется тем, что они располагаются между двумя локальными антикавказскими складчатыми структурами, причем эта крупная минерализованная зона протягивается параллельно складок. Сами месторождения приурочены к второстепенным складчатым структурам.

Уч-Килисинское месторождение барита тяготеет к контакту дайкообразного тела кварцевых альбитофигов и туфоосадочных пород юры. Баритовые жилы содержат кварц, иногда пирит и халькопирит.

Ахталское месторождение размещается в толще кварцевых плагиопорфигов и частично в нижней части покрывающих их толщ нижних порфиригов.

Шамлугское месторождение приурочено к толще рассланцованных кварцевых альбитофигов, их пирокластических разностей и к толще туфобрекчий и порфиригов. Скопление руд иногда наблюдается под полого падающими телами кварцевых альбитофигов.

Рудовмещающими породами Алавердского месторождения являются пирокластические производные порфиригов юры.

По исследованиям И. Г. Магакьяна (1947²), на указанных трех крупных месторождениях выделяются некоторые формации, возникшие в следующей последовательности: серноколчеданная, медно-серноколчеданная, полиметаллическая, борнитовая, галенитовая и баритовая.

Серноколчеданная формация залегает более глубокие го-

ризонты месторождений и сложена пиритом и кварцем с незначительной примесью халькопирита, сфалерита и галенита.

Медно-серноколчеданная формация является основным типом руд месторождений и представлена пиритом, халькопиритом, кварцем, часто небольшим количеством сфалерита, галенита, теннангита, барита, кальцита, гипса, редко гематитом, магнетитом, арсенопиритом, самородным золотом, виттихенитом, висмутином и станнином.

Полиметаллическая формация, приуроченная к верхним горизонтам месторождений, сложена сфалеритом и галенитом, небольшим количеством халькопирита, теннангита, тетраэдрита, пирита, редко самородным золотом, из нерудных — баритом, кварцем, кальцитом и гипсом.

Борнитовая формация, приуроченная к верхним горизонтам месторождений, представлена преобладающим борнитом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, теннантитом, пиритом, баритом, кальцитом, гипсом, иногда аргентитом, виттихенитом, самородным золотом и самородным серебром.

Галенитовая формация, приуроченная к самым верхним горизонтам Ахталского месторождения (раньше также Алавердского и Шамлугского), сложена галенитом с примесью теннатита, пирита, сфалерита, халькопирита, кальцита и барита.

Баритовая формация слагает самые верхние горизонты Ахталского месторождения.

В таблице 96 приведены данные о вещественном составе разнообразных рудных формаций крупных месторождений Алавердского района. Из таблицы явствует, что отдельные рудные формации отличаются по различным сочетаниям элементов и их содержаниям. Однако все они характеризуются и общностью, выражающейся в наличии некоторых сквозных элементов, присутствующих во всех формациях. Эти элементы следующие — медь, сера, цинк, свинец, золото и серебро.

Ведущими элементами в рудах являются медь, железо, сера, кремний, цинк, свинец, барий; второстепенными — медь, свинец, цинк, мышьяк, барий, кальций, золото, висмут, олово, сурьма, железо, серебро, кремний и сера; рассеянными — серебро, золото, селен, теллур, титан, ванадий, кобальт, никель,

Вещественный состав рудных формаций крупных
месторождений Алавердского района

Рудная формация	Ведущие элементы	Второстепенные элементы	Рассеянные элементы
Серноколчеданная	Железо, сера, кремний	Медь, цинк, свинец	Серебро, золото, селен, теллур, титан, ванадий, кобальт, никель, мышьяк, олово, висмут, галлий
Медно-серноколчеданная	Медь, железо, сера, кремний	Цинк, свинец, мышьяк, барий, кальций, золото, висмут, олово	Серебро, сурьма, стронций, кобальт, кадмий
Полиметаллическая	Цинк, свинец, медь, сера	Мышьяк, сурьма, железо, барий, серебро, золото, кремний, кальций	Кадмий, стронций, галлий, кобальт, никель, молибден, селен
Борнитовая	Медь, сера	Цинк, свинец, мышьяк, барий, кальций, висмут, золото, серебро	Молибден, сурьма, стронций, кадмий, индий
Галенитовая	Свинец, сера	Мышьяк, железо, цинк, медь, кальций, барий	Серебро, золото
Баритовая	Барий, сера	—	Свинец, медь, серебро, золото, цинк, галлий, ванадий, стронций

мышьяк, олово, висмут, галлий, сурьма, стронций, кадмий, молибден, индий и медь.

Как видно, количество ведущих элементов ограничено, а количество рассеянных элементов наибольшее. Характерно, что ведущие элементы присутствуют в группах второстепенных элементов. Отметим, что большинство ведущих элементов не включили в группу рассеянных элементов, так как в зависимости от характера рудных формаций они появляются либо в первой, либо во второй группе.

Таким образом, ведущие элементы характеризуются высокой концентрацией, наибольшим распространением и ограниченным количеством.

Как доказано некоторыми геологами, рудные формации в пределах указанных трех месторождений Алавердского района обособляются во времени и пространстве, что дает основание предполагать об их образовании из разновременных и отличных по вещественному составу растворов.

Здесь установить генетическую связь оруденения с магматическими породами представляет большую трудность и, как известно, в этом вопросе существуют резкие разногласия среди исследователей. Одни геологи оруденение связывают с близповерхностными малыми телами кварцевых альбитофиров, а другие — с гранитоидами. По мнению некоторых других исследователей, оруденение сингенетично с вмещающими кислыми вулканогенными отложениями и связано с юрской эффузивной деятельностью.

По данным С. С. Мкртчяна, оруденение локализовано не только в кислых эффузивах, но и в вышележащих более молодых эффузивах основного состава, что скорее всего говорит о его связи с интрузивами и близповерхностными малыми телами кварцевых альбитофиров.

Обособление во времени и пространстве отдельных рудных формаций свидетельствует о длительном и прерывистом процессе рудообразования и, по всей вероятности, является следствием многократных интрузивных извержений.

Оруденение крупных месторождений Алавердского района, по-видимому, генетически связано не только с кварцевыми альбитофирами, но и плагиогранитами и плагиогранодиоритами. К такому предположению мы приходим на том основа-

нии, что большинство элементов рудных формаций спектрально установлено в указанных петрографических типах. К ним относятся все ведущие элементы, а также олово, стронций, кобальт, никель, галлий, титан, ванадий, серебро, молибден и иттрий.

Пространственное сонахождение различных рудных формаций объясняется благоприятными структурно-литологическими и магматическими факторами. По-видимому, до поднятия рудоносных растворов, благодаря внедрению интрузивов, а также под воздействием все еще продолжавшихся тектонических движений на участке современных крупных месторождений Алавердского района имело место раздробление рудовмещающих пород с образованием мощной благоприятной для рудоотложения зоны.

Таким образом, месторождения в современном сложном виде возможно формировались в результате многократной деятельности рудоносных растворов в связи с неоднократным внедрением магмы.

Вероятно, главная масса мегаллоносных растворов выделилась в период внедрения кварцевых альбитофиров, когда в магматическом источнике накопление эманаций доходило до максимума, могущих вынести из очага рудные металлы и мигрировать их в верхние горизонты земной коры.

В юго-западной части Сомхето-Кафанской зоны известны крупные Кафанские колчеданные месторождения меди и полиметаллов, сосредоточенные в присводовой части брахиантиклинальной структуры. Здесь колчеданное оруденение, согласно большинству исследователей, генетически связано с субвулканическими малыми интрузивами кварцевых альбитофиров, возраст которых, по последним данным Э. Г. Малхасяна и Ю. А. Лейе, определялся как верхняя юра.

Пространственно и генетически с гранитоидами Цавской группы связаны Шишкертское магнетитовое месторождение контактово-метасоматического происхождения и небольшое проявление медных руд у с. Шикахох. В последнем месте проходит мощная зона гидротермально-измененных пиритизированных пород, обнажающихся на площади более 10 кв. км.

В естественных шлихах, взятых из притоков рр. Цав и Шишкерт, размывающих породы второй фазы Цавского мас-

сива, Ж. М. Григорьяном обнаружены халькопирит (от единичных зерен до весового содержания), серебро, самородное олово, весьма редко золото и киноварь. У с. Шишкерт им выделены участки, перспективные в отношении самородного олова и молибденита.

В пределах пород первой фазы Цавской группы Ж. М. Григорьяном выделены четыре участка, перспективные в отношении меди, серебра, самородного олова и золота.

Таким образом, с Цавскими гранитоидами связаны железо, медь, серебро, самородное олово, золото, ртуть и молибден. В породах Цавской группы спектрально определены все перечисленные элементы, за исключением серебра и золота.

На основании вышеизложенного составлена табл. 97, в которой приведены данные о вещественном составе руд, связанных с различными петрографическими типами интрузивных пород армянской части Сомхето-Кафанской тектонической зоны. В табл. 98 показано геохимическое родство гранитоидов и руд.

С нижнемеловыми интрузивами азербайджанской части Сомхето-Кафанской тектонической зоны связаны крупные скарновые железорудные и гидротермальные кобальтовые (Дашкесан), а также небольшие медные, медно-пиритовые и полиметаллические (Мехмана) месторождения. Характерные рассеянные элементы в рудах: индий, теллур, никель, кадмий, серебро, золото, олово.

С верхнемеловыми гранитоидами связана незначительная по масштабу пиритовая и медно-пиритовая минерализация.

В генетической связи с верхнемеловыми-эоценовыми гипербазитами находятся небольшие рудопроявления хромита, платины, никеля, асбеста и магнетита. Все они преимущественно тяготеют к офиолитам северо-восточного побережья оз. Севан.

По данным М. А. Кашкая, на территории Азербайджанской ССР к офиолитовой формации приурочены отдельные хромитовые участки, минеральная ассоциация которых представлена хромовым актинолитом, хромовым диопсидом, хромовыми хлоритами, уваровитом и др.

В Армянской тектонической зоне с палеозойскими гранитоидами ассоциируют небольшие медно-гематитовые, полиме-

галлические и баритовые месторождения. В связи с основными и ультраосновными породами того же возраста известны ничтожные проявления хромита. В шлихах палеозойских гранитоидов И. Г. Магакьяном установлены золото, каситерит, вольфрамит, шеелит, базовисмутит и арсенопирит.

В северо-западной части Армянской зоны в генетической связи с третичными гранитоидами образовались скарновые месторождения железа (Судагян), меди (Сисимадан, Антониевское), а также гидротермальные медные (Шагали-Элар, Чибухли и др.), медно-молибденовое (Анкаван), серноколчеданное (Чибухли, Тандзут и др.) и полиметаллические месторождения. Согласно И. Г. Магакьяну (1954³), к ведущим металлам относятся медь, местами железо, свинец, цинк; к второстепенным — золото, серебро, молибден; к рассеянными — селен, теллур.

На юго-востоке Армянской зоны в тесной связи с третичными гранитоидами возникло интенсивное медно-молибденовое (Каджаран, Агарак, Дастакерт и др.) и подчиненное ему полиметаллическое оруденение. Особенно необходимо отметить о приуроченности интенсивной медно-молибденовой минерализации к дополнительным интрузивам гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Такое же оруденение имеет небольшое развитие в пегматитах, кварцевых жилах и скарнах в ассоциации с шеелитом. В габброидах и габбро-пироксенитах локализованы гистеромагматические титано-магнетитовые и магнетито-апатитовые месторождения. В генетической связи с породами третьей фазы Мегринского интрузива известно боро-силикатовое (турмалиновое) оруденение Ванка. Локальное значение имеют урановые и редкоземельно-ториевые акцессории. По данным И. Г. Магакьяна и С. С. Мкртчяна (1958²), ведущими металлами являются молибден и медь, местами свинец, цинк, сурьма; второстепенными акцессориями — мышьяк, сурьма, висмут, уран, торий, редкие земли, серебро, золото; рассеянными — рений, селен, теллур.

К миоплиоценовым экструзивным дацитам, андезито-дацитам и др., развитым в Армянской зоне и в полосе Присеванского офиолитового пояса, пространственно приурочено низкотемпературное гидротермальное оруденение мышьяка (Дарридаг, Кагызан и др.), золотом (Зод), сурьмы (Амасий, Зод).

Вещественный состав руд, связанных с гранитоидами
(Армянская часть)

Возраст	Группа	Породы	Ведущие элементы
Предверхнеюрский	Шамшадинская	Плагииграниты	Медь, железо, сера
		Дополнит. интрузивы плагиигранит-порфиров	Медь, железо, сера
		Порфириовидные плагииграниты	Цинк, свинец, медь, железо, сера
Нижнемеловой	Алавердская	Кв. габбродиориты Кв. диориты	Железо, сера Железо, медь, молибден, цинк, свинец, барий, сера, кремний
		Плагиигранодиориты	Медь, железо, сера, кремний, барий
		Дополнит. интрузивы плагиигранодиорит-порфиров	Железо, сера, барий
		Плагииграниты	Медь, железо, сера
		Дополнит. интрузивы плагиигранит-порфиров	Медь, железо, сера, барий, кремний
	Кв. альбитофиры	Медь, железо, сера, барий, цинк, свинец	
Цавская	Породы I и II фазы	Железо, медь, сера	

Сомхето-Кафанской зоны

Второстепенные элементы	Рассеянные микроэлементы
Цинк, свинец	—
Цинк, свинец, ртуть	—
Барий, золото, серебро, кремний	Марганец, титан, кадмий, галлий, стронций, молибден, сурьма
—	—
Золото, ртуть, олово, титан, серебро	Селен, теллур, галлий, германий, стронций, ванадий, никель, кобальт, хром, мышьяк, бериллий, марганец, кадмий, индий, цирконий
Цинк, свинец, золото, мышьяк, молибден	Марганец, серебро, титан, ванадий, никель, кобальт, хром, мышьяк, бериллий, марганец, кадмий, индий, цирконий
Медь	Свинец, цинк, барий, медь, серебро, никель, ванадий, селен, галлий, бериллий, иттербий, цирконий
Цинк, свинец, кальций	Стронций, галлий, теллур, селен, ванадий, молибден
Цинк, свинец	—
Золото, серебро	Галлий, ванадий, молибден, кальций, селен, теллур
Серебро, олово, золото, молибден, ртуть	—

Геохимическое сродство интрузивных пород и руд Сомхето-Кафанской зоны (Армянская часть)

Возраст	Группа	Породы	Характерные для интрузивных пород и руд микроэлементы
Предвер- неюрский	Шамшадин- ская	Плагииграниты	Медь, железо, сера
		Дополнит. интрузивы плагиигранит-порфиров Порфириовидные плагии- граниты	Медь, железо, цинк, свинец, сера Цинк, свинец, медь, железо, барий, кремний, марганец, ти- тан, галлий, молибден, сера
Нижнемеловой	Алавердская	Кв. габбро-диориты	Железо, сера
		Кв. диориты	Железо, медь, молибден, цинк, свинец, барий, кремний, ти- тан, ванадий, цирконий, галлий, кобальт, никель, хром, стронций, сера
		Плагиигранодиориты	Медь, железо, кремний, барий, цинк, свинец, молибден, марганец, титан, ванадий, никель, галлий, стронций, сера
		Дополнит. интрузивы пла- гиигранодиорит-порфиров	Железо, медь, цирконий, галлий, никель, барий, сера
		Плагииграниты	Медь, железо, цинк, кальций, стронций, галлий, ванадий, молибден, сера
Цав- ская	Цав- ская	Дополнит. интрузивы пла- гиигранит-порфиров	Медь, железо, барий, кремний, свинец, сера
		Кв. альбитофиры	Медь, железо, барий, цинк, кальций, галлий, ванадий, мо- либден, сера
		Породы I и II фазы	Железо, медь, олово, молибден, сера

ртути (Караиман) со второстепенной ролью местами теллура, висмута и таллия (И. Г. Магакьян и С. С. Мкртчян — 1958²).

Как видно из вышеизложенного, Сомхето-Кафанская зона по металлогенической специфике отличается от Армянской зоны, что впервые отмечено И. Г. Магакьяном. Наблюдаемые закономерности в развитии металлогении Малого Кавказа имеют важное значение для прогнозирования и рационального направления поисково-разведочных работ.

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ МАГМАТИЗМА АРМЕНИИ

В настоящем разделе делается попытка выяснить особенности проявления магматических явлений Армении в связи с ее геотектонической историей. Это необходимо для разрешения ряда вопросов петрогенезиса, а также для показа положения интрузивной деятельности Сомхето-Кафанской зоны в сложной цепи магматических явлений Армении.

При рассмотрении этого вопроса мы столкнулись с некоторыми трудностями, к которым относится отсутствие единой схемы геотектонического развития Армении, как и Малого Кавказа. Выявлению в полной мере закономерностей проявления магматизма особенно мешает неполнота наших знаний о наиболее ранних этапах тектонического развития.

Детальные изучения особенностей развития магматических процессов во времени и пространстве имеет большое значение не только для выяснения петрологических вопросов, но и для выявления важнейших типов тектонических структур и правильного разграничения отдельных стадий геосинклинального развития.

Поэтому, именно, при классификации геосинклиналей тектонисты большое значение придают формациям не только осадочных, но и магматических горных пород. Например, известный американский тектонист М. Кей (1955) по интенсивности проявления магматизма выделяет эвгеосинклинали и многогеосинклинали, первый из которых характеризуется бурным маг-

матизмом, а второй — отсутствием или редким проявлением его.

В. С. Коптев-Дворников (1955) отметил, что «без всестороннего учета явлений магматизма все геотектонические построения всегда будут недостаточными».

Проработка существующего материала по магматизму Армении отчетливо показывает, что различные по петрографическим признакам магматические породы возникли в определенных геотектонических условиях и на определенных стадиях развития геосинклиналей.

Очевидно, что для правильного понимания истории геотектонического развития такого сложно построенного горного сооружения как Малый Кавказ, где интенсивная деятельность магматических процессов проявилась почти во всех геологических периодах, глубокое познание магматизма приобретает особое значение. Это диктуется также тесной связью и взаимообусловленностью магматических и тектонических процессов, отчетливо проявляющихся как в подвижных зонах, так и на кратонах.

При тектоническом расчленении Малого Кавказа почти все геологи придавали большое значение дизъюнктивным дислокациям, считая их границами отдельных тектонических зон.

Исключительно большое значение дизъюнктивным дислокациям придавал Ф. Освальд, который высказал мнение о складчатоглыбовом строении Армянского нагорья.

Исследователи, работающие в этой области, все больше и больше убеждаются в правильности взгляда Ф. Освальда на складчатоглыбовое строение Малого Кавказа.

В последнее время в строении его разрывным нарушениям глубокого заложения большое значение придают А. А. Габриелян, А. Т. Асланян, Э. Ш. Шихалибейли и др.

Мы вполне разделяем мнение этих исследователей, ибо бурное проявление магматизма в интрузивной и эффузивной форме на Малом Кавказе невозможно объяснить без допущения образования разломов глубокого заложения почти на протяжении всей истории его геологического развития.

При рассмотрении магматизма мы исходили из блокового строения Малого Кавказа, образовавшегося в связи с возникновением на различных стадиях геотектонического развития

глубинных разломов, предопределивших общий ход геологических процессов на различных блоках.

В истории геотектонического развития Малого Кавказа выделяются несколько крупных этапов, характеризующихся определенными геологическими формациями.

К крупным этапам относятся: 1) эопалеозойский, 2) герцинский, 3) юра-нижнемеловой, 4) верхнемеловой-палеоценовый, 5) эоцен-нижнемиоценовый, 6) среднемиоценовый-четвертичный.

Каждый из этих этапов начинается прогибанием и завершается поднятием.

На протяжении крупных этапов в силу близких геотектонических условий возникли единые тектономагматические комплексы.

В истории крупных этапов иногда намечаются отдельные стадии, разделенные поднятием и регрессией.

Однако эти стадии представляют собой отдельные подэтапы единого геологического процесса, приведшего к образованию тектонически единых комплексов осадочных и магматических пород.

Эопалеозойский этап

Данные об истории эопалеозойского этапа как Армении, так и Малого Кавказа в целом весьма скудные. Комплекс отложения этого возраста в виде островков обнажаются в многочисленных местах, — в Арзаканском, Локском и Храмском массивах, по левобережью р. Аракс, вдоль Хуступ-Гиратахского разлома, в бассейне р. Воротан, в Базумском, Севанском и Ераносском хребтах, в районе Карахачского перевала, в бассейнах рр. Ахум и Асрик-чай, — где он представлен разнообразными метаморфическими сланцами, отчасти мраморами и слабо метаморфизованными порфиритами.

Возраст его определяется как докембрийский-нижнепалеозойский на общих стратиграфических основаниях и по аналогии с метаморфическим комплексом Дзирульского массива и Главного Кавказского хребта.

Метаморфический комплекс трансгрессивно и резко несо-

гласно перекрывается отложениями девона, юры, мела и более молодыми образованиями.

Согласно А. А. Gabrielyanu, докембрийский-каледонский этап развития принципиально отличается от последующих этапов. По его данным, в догерцинское время на Малом Кавказе существовал однообразный геосинклинальный режим, о чем свидетельствуют общее фациальное сходство метаморфических пород из различных районов, их однообразный региональный метаморфизм и интенсивная дислоцированность.

В конце этого этапа происходили мощные складкообразовательные процессы, благодаря которым, по данным А. А. Gabrielyana, формировалась консолидированная жесткая оболочка, послужившая субстратом для глубинных структур последующих этапов.

Трудно в полной мере судить о масштабе и особенностях проявлений магматизма рассматриваемого этапа, поскольку невозможно выяснить петрографический характер и точно определить объем продуктов магматизма среди исходных пород метаморфического комплекса.

К. Н. Паффенгольцем (1948) и В. Н. Котляром (1958) приводятся веские геологические и петрохимические данные, подтверждающие предположение о том, что метаморфические сланцы Арзаканского антиклинория возникли, главным образом, за счет древних эффузивов основного состава.

Следовательно, учитывая общее петрографическое сходство метаморфических сланцев из различных районов Малого Кавказа, можно предполагать о широком проявлении эффузивного магматизма в эопалеозое.

Об этом свидетельствует и геосинклинальный режим этого этапа, характеризовавшийся, по А. А. Gabrielyanu, исключительной подвижностью и проницаемостью земной коры, вполне благоприятной для бурного проявления эффузивной деятельности.

Однако вряд ли можно с достаточным основанием выяснить химико-минералогические особенности продуктов древнего эффузивного магматизма лишь по сохранившимся от воздействия метаморфических процессов эффузивам, констатированным в немногочисленных пунктах. Подобные породы в пределах Армении известны в верхней части метаморфического

комплекса Арзаканского антиклинория (Агверанская свита) и Южной Армении. Они представлены слабо метаморфизованными порфиритами и их пирокластическими производными.

Судя по немногочисленным химическим анализам, эти эффузивы довольно основные породы, обладающие натриевым обликом и отличающиеся от средних типов пониженным содержанием кремнекислоты, но повышенным — окисла магния и глинозема.

Петрографический состав резко преобладающей части метаморфических сланцев также свидетельствует о том, что продукты эффузивного магматизма эопалеозоя представляли довольно основные породы.

Все имеющиеся данные позволяют предполагать, что в эопалеозойском этапе в силу интенсивного прогибания единой Малокавказской геосинклинальной зоны вспыхивала бурная эффузивная деятельность, приведшая к образованию мощных толщ вулканогенных пород основного состава и, возможно, основных и ультраосновных интрузивов.

В конце этапа происходили мощные складкообразовательные процессы, сопровождавшиеся внедрением гранитоидов.

Видимо, в период мощного складкообразования и под воздействием гранитоидов формировался комплекс метаморфических пород — жесткий консолидированный субстрат Малого Кавказа.

Нет сомнения, что гранитоиды играли существенную роль в процессе метаморфизации этого субстрата. В частности, об этом свидетельствует широкое явление метасоматических процессов в ореоле контактового воздействия интрузивов. Об образовании значительной части метаморфического комплекса под воздействием интрузивов писали В. Н. Котляр, Г. П. Багдасарян и другие.

Таким образом, интрузивные породы следует рассматривать как синхронные с метаморфическим комплексом образования, о чем свидетельствуют: 1) их рассланцованность, 2) частые постепенные переходы их в метаморфические сланцы, 3) их дислоцированность совместно с метаморфическим комплексом, 4) исключительная пространственная приурочен-

ность их к метаморфическому комплексу, 5) наличие протокластических структур и повсеместное проявление катаклаза как в метаморфических породах, так и в интрузивах.

Герцинский этап

Геотектонические условия герцинского этапа развития Малого Кавказа недостаточно выяснены и, как известно, среди исследователей существует разногласие по данному вопросу.

В. В. Белоусов, В. Е. Хаин, Л. Н. Леонтьев, А. Т. Асланян герцинский этап развития Малого Кавказа считают геосинклинальным; А. В. Пейве и В. М. Сеницын — платформенным; А. А. Габриелян — субплатформенным.

Имеющиеся геологические данные свидетельствуют о том, что в герцинском этапе развития, охватывающем средний — верхний палеозой и триас, Южный Веди-Мегринский участок отделяется от Малого Кавказа и вовлекается в прогибание с образованием значительной мощности комплекса осадочных отложений, среди которых доминируют различные известняки.

В среднем и верхнем карбоне Веди-Мегринский блок испытывает поднятие и поэтому наблюдается перерыв в осадконакоплении в течение указанных времен.

Другой несравненно крупный блок Малого Кавказа после интенсивных складкообразовательных процессов эопалеозоя продолжает оставаться областью поднятия и размыва, о чем говорит отсутствие отложений среднего и верхнего палеозоя.

Таким образом, Малый Кавказ делится на два неравных по величине блока, отличающихся друг от друга по истории геологического развития в течение всего герцинского этапа.

Магматические явления в течение герцинского этапа проявились весьма слабо. Магматические породы в эффузивной фации обнажаются в Храмском массиве и Приараксинском блоке (в Зангезуре), где представлены производными основной магмы. В последнем месте эффузивы порфиритового состава перемежаются с осадочными породами девона. По данным А. Т. Асланяна, некоторая часть их рассланцована и местами превращена в хлорит-эпидот-амфиболовые сланцы.

В Веди-Мегринском блоке Р. А. Аракелян отмечает

незначительные дайки габбро-диабазов и порфиритов средне-верхнекарбонového возраста. Эти дайки основного состава, прорывающие отложения нижнего карбона, по своим признакам представляют корни эффузий.

По-видимому, они являются корнями эффузивных образований более молодого возраста, о чем писали А. А. Габриелян и др.

Сторонники геосинклиналиного режима герцинского этапа с последним связывают внедрение гранитоидов Арзаканского антиклинория. Следует отметить, что из-за отсутствия более веских геологических данных возраст их определялся на основании регионального сопоставления.

Сравнение петрохимических и минералогических признаков гранитоидов Арзаканского антиклинория и Малевского массива с интрузивами других районов Малого и Большого Кавказа показывает, что первые отличаются от средне- и верхнепалеозойских гранитоидов Северокавказской складчатой зоны, описанных Г. Д. Афанасьевым (1952). В частности, они обладают отчетливо выраженным натриевым обликом, в отличие от гранитоидов Северного Кавказа, характеризующихся близким содержанием натрия и калия.

Древние интрузивы Армении обнаруживают большое сходство с нижнепалеозойскими интрузивными породами Северокавказской складчатой зоны. Здесь наблюдается такое же возрастное соотношение между различными петрографическими типами пород, как в Арзаканском массиве. По данным Г. Д. Афанасьева, кислые гранитоиды являются более поздними по отношению к основным и ультраосновным породам.

Особенно породы Малевского массива и плагиограниты весьма сходны с натриевыми гранитами нижнего палеозоя Северного Кавказа. Кроме того, гранитоиды Арзаканского антиклинория по петрографическому составу и химизму весьма сходны с лейкократовыми гранитами Джандарского массива каледонского возраста.

Судя по описанию Г. Р. Чхотуа и В. Я. Эдилашвили, наши плагиограниты почти тождественны породам Марухского гранитного массива Абхазии, входящего в древнюю метаморфическую формацию Главного Кавказского хребта.

Таким образом, во-первых региональное сопоставление

отнюдь не говорит в пользу герцинского возраста древних гранитоидов Армении, а во вторых следует учесть то обстоятельство, что в зависимости от различия геотектонической обстановки в одних и тех же интервалах геологического времени в разных частях земной коры возникли различные по вещественному составу магматические образования. Эти участки отличаются и по истории развития магматических явлений. Об этом свидетельствует широкое сопоставление разновозрастных интрузивных комплексов различных регионов земной коры.

Ярким примером может служить довольно резкое отличие мезозойских гранитоидов Армении и Северного Кавказа, или же достаточно большое сходство средне-верхнепалеозойских гранитоидов Северного Кавказа и достоверных третичных гранитоидов Армении.

Необходимо также отметить, что проявление интрузивного магматизма в герцинском этапе следовало бы ожидать в Веди-Мегринском блоке, где установились более или менее геосинклинальные условия развития. Но интрузивы Арзаканского кристаллического массива расположены в другом более крупном блоке, который в герцинское время представлял область размыва.

Слабое развитие магматических явлений можно ставить в причинную связь со слабым проявлением складчатых движений и их недифференциальным характером, о чем отметил А. А. Габриелян.

Ю р а - н и ж н е м е л о в о й э т а п

Этот этап является новым переломным моментом в геотектонической истории Малого Кавказа.

Начиная с юры от крупного северо-восточного блока Малого Кавказа обособляется его юго-западный Ленинакан-Ереванский участок, который продолжает оставаться областью поднятия и размыва и в течение всего юра-нижнемелового этапа. Граница этого нового блока проходит южнее г. Ереван на юге и восточнее Ахта, Апаран, Ленинакан на востоке.

Следовательно, Ленинакан-Ереванский блок является наиболее устойчивым, который сохранил геоантиклинальные условия развития в течение всего герцинского и юра-нижнемелового этапа.

В юра-нижнемеловом этапе южный Веди-Мегринский блок испытывает поднятие, приобретая геоантиклинальную тенденцию развития. На этом блоке в юре осадконакопление в геоантиклинальных условиях имело место лишь в небольшом Нахичеванском прогибе, охватывающем район Джульфинского ущелья и Айоцзорский хребет. Здесь толща юры имеет небольшую мощность (не более 300 м) и сложена осадочными отложениями, в низах которых встречаются порфириты нижней юры. В Джульфинском ущелье нижняя юра залегает на известняках триаса без углового несогласия. Только в одном пункте—в районе с. Хндзурут—отмечается трансгрессивное и несогласное налегание среднеюрских отложений на породах триаса.

Как становится очевидным, к новому Леникан-Ереванскому блоку приключается с юга Веди-Мегринский блок, которые выступают в рассматриваемом этапе в виде единой геоантиклинальной зоны. По мнению А. Т. Асланяна, западная граница этой зоны доходила до меридиана гор Эрзерум.

Остальная резко преобладающая часть северо-восточного блока в течение юры вовлекается в интенсивное прогибание, приобретая резко выраженную геосинклиальную тенденцию развития. Только геосинклиальные условия развития временно прерываются после средней юры в связи с предкелловейскими движениями.

Таким образом, возникает два новых блока — северо-восточный и юго-западный, отличающиеся друг от друга по истории геотектонического развития. По-видимому, это объясняется формированием северо-западного продолжения Анкаван-Зангезурского разлома.

Прогибание северо-восточного блока сопровождается бурным развитием эффузивной деятельности, продукты которой чередуются с осадочными отложениями. Эффузивная деятельность начинается с нижней юры, доходит до своего пароксизма в средней юре, затем ослабевает в бате и местами затухает в связи с предкелловейскими орогеническими движениями, после чего снова вспыхивает с большой силой в верхней юре и почти окончательно затухает перед нижним мелом.

Сложный и мощный вулканогенно-осадочный комплекс

юры трансгрессивно залегает на каледонском субстрате. Верхнеюрские отложения Северной Армении (келловейские) трансгрессивно залегают на породах средней юры; в Кафанском районе верхняя юра налегает трансгрессивно и с незначительным угловым несогласием на более древних отложениях.

После юры, в течение нижнемелового времени северо-восточный блок испытывает поднятие и складчатость.

Судя по данным В. П. Ренгартена, А. Т. Асланяна, А. А. Габриеляна, П. Л. Епремяна и В. Т. Акопяна, в нижнем меле геосинклинальный режим отчасти сохраняется на юго-восточной окраине северо-восточного блока (в Кафанском районе).

В этих местах образуется небольшая свита (200—350 м) осадочных пород с прослоями порфиритов и их пирокластических производных, согласно налегающая на верхнеюрских отложениях. Однако незначительная мощность нижнемеловых отложений свидетельствует о том, что эти участки также проявили тенденции к поднятию.

В течение юры возникшие основные эффузивные породы резко отличаются от аналогичных пород последующих времен. Прежде всего устанавливается, что юрские эффузивы характеризуются наибольшей основностью. Это, видимо, объясняется наиболее интенсивным прогибанием Малого Кавказа в юре по сравнению с последующими этапами. Мощность вулканогенно-осадочного комплекса юры превышает мощность отложений всех последующих периодов в отдельности взятое.

Все эффузивы юры характеризуются резко выраженным натриевым обликом и пониженным содержанием щелочей (особенно калия).

Интересно отметить, что внутри юры также наблюдается повышение основности продуктов эффузивного магматизма в периоды максимального коробления.

На значительной площади северо-восточного блока среднеюрская эффузивная деятельность завершается излиянием кварцевых плагиопорфиров. В ореолах развития этих кислых вулканогенных пород перед верхней юрой эффузивная деятельность сменяется интрузивной в связи с предкелловейскими орогеническими движениями, благодаря чему формируется предверхнеюрский интрузивный комплекс.

Примечательно, что кварцевые плагиопорфиры обнару-

живают большое сходство химического состава с ассоциирующимися с ними предверхнеюрскими гранитоидами (1960¹, 1960³). Для пород обеих фаций характерны следующие общие признаки: 1) повышенное содержание кремнезема, но пониженное — окисла калия; 2) отчетливый натриевый характер; 3) резко пониженная щелочность; 4) принадлежность к ряду, пересыщенному глиноземом.

В нижнем меле в связи со сменой эпейрогенических движений орогеническими снова происходит смена эффузивной деятельности интрузивной. В тех районах Северо-восточного блока, где в нижнем меле сохраняется неотчетливо выраженный геосинклинальный режим, магматизм проявляется весьма слабо и то в эффузивной форме. Здесь продукты эффузивной деятельности представлены производными основной магмы, весьма сходными с эффузивами юры.

В связи с нижнемеловыми орогеническими движениями имеет место массовое внедрение интрузивов в крупные положительные тектонические единицы северо-восточного блока.

После складчатости и полной консолидации гранитоидов внедряются близповерхностные малые тела кварцевых альбитофиров, которые обнаруживают большое сходство с гранитоидами и кислыми эффузивами юрского и мелового времени.

Верхнемеловой-палеоценовый этап

В альбе и верхнем меле почти весь Малый Кавказ вовлекается в прогибание с образованием значительного количества геосинклинальных прогибов, секущих структуры предыдущих этапов. В связи с этим, геосинклинальное развитие альб-верхнемелового времени Малого Кавказа А. А. Габриелян считает наложенным. В это время формируются наиболее крупные Прикуринская, Приараксинская и Севано-Ширакская геосинклинальные зоны, в которых вследствие интенсивного погружения происходит мощное накопление вулканогенно-осадочных отложений. Особенно наиболее интенсивное осадконакопление усматривается в первой зоне, где мощность комплекса верхнемеловых отложений доходит до 3000 м.

По данным П. Д. Гамкрелидзе, происходит наложение Аджаро-Триалетской геосинклинальной зоны.

В связи с возникновением Акеринского прогиба, являющегося юго-восточным продолжением Севано-Ширакского синклиория, Кафанский участок юра-нижнемеловой единой зоны отделяется от ее северо-западной части.

Согласно А. А. Габриеляну, формируются также Севано-Акеринский и Араксинский глубинные разломы, а Анкаван-Зангезурский разлом продолжает развиваться.

По середине юра-нижнемеловой геосинклиналиной зоны некоторые участки продолжают оставаться областью размыва.

Это в основном те положительные тектонические единицы, в которые вторглись гранитоиды. По-видимому, после плутонической консолидации они превратились в весьма устойчивые участки, которые слабо реагировали к общему процессу коробления региона.

В начале прогибания Малого Кавказа в геосинклиналиных зонах возникает альбсеноманская терригенная формация с незначительным туфогенным материалом, в верхнем туроненном сеноне происходит интенсивное прогибание геосинклиналей с образованием терригенно-вулканогенной формации, в верхнем сеноне в период максимального развития трансгрессии формируется известняковая формация, в дате и палеоцене в связи с проявлением мощных орогенических движений имеет место региональное поднятие и регрессия моря.

Меловые эффузивы обнаруживают большое сходство с аналогичными породами предыдущего этапа. Однако от последних они отличаются несколько повышенным содержанием кремнезема, щелочей, но пониженным окислов железа, магния и кальция.

В верхнемеловое время в период наиболее интенсивного коробления внедрялась гипербазитовая магма, давая известный офиолитовый пояс Малого Кавказа. Этот же пояс и включающие отдельные изолированные тела простираются согласно с направлением Главного Кавказского хребта, будучи приурочен к краевой части Севано-Акеринского интрагеосинклиналиного прогиба, выполненного, главным образом, верхнемеловыми и нижнетретичными отложениями.

Среди исследователей имеются разногласия в отношении возраста интрузивных пород офиолитового пояса Армении и

Малого Кавказа в целом. Одни считают его третичным, другие верхнемеловым и лишь отчасти третичным.

Внедрение большей части ультраосновных пород Л. Н. Леонтьев и В. Е. Хаин связывают с предверхнесантонскими движениями и полагают, что массовое внедрение гипербазитов совпадает со временем резкого погружения Севано-Курдистанского прогиба и почти столь же интенсивного поднятия смежных районов. При этом, по их мнению, в нижнем сантоне по северо-восточному ограничению этого прогиба возникли разрывы типа глубинных разломов, обуславливающие внедрение гипербазитов.

По данным А. А. Габриеляна, А. Т. Асланяна и др., значительная часть пород офиолитового пояса имеет верхнесенонский и среднеэоценовый возраст.

По всем геологическим данным, в период интенсивного погружения Севано-Акеринского прогиба возникает одноименный глубинный разлом, по которому внедряется гипербазитовая магма, давая преобладающей части известного офиолитового пояса Малого Кавказа. Благодаря возобновлению в верхнем сеноне и среднем эоцене указанного разлома вновь внедряется гипербазитовая магма.

Таким образом, подъем гипербазитовой магмы по глубинному разлому имело место по крайней мере трижды: перед верхним сеноном в период формирования терригенно-вулканогенной формации верхнего турона-нижнего сенона, в верхнем сеноне в эпоху максимального прогибания и образования известняковой формации и в среднем эоцене в связи с новым интенсивным развитием трансгрессии.

По всей вероятности, внедрение гипербазитовой магмы происходило больше установленных трех этапов. В частности, можно допустить внедрение ультраосновной магмы и в период орогенических движений, о чем отметил также В. Н. Котляр. Об этом свидетельствует частая приуроченность гипербазитовых тел к осям антиклиналей ряда изоклинальных складок. Подобное взаимоотношение пород офиолитового пояса со складчатыми структурами отмечается К. Н. Паффенгольцем, А. Н. Соловкиным, А. Т. Асланяном и др.

Исходя из этого, нам представляется вероятным вторжение ультраосновной магмы в период проявления датпалеоце-

новых и предверхнеэоценовых орогенических движений. Поскольку, породы офиолитового пояса приурочиваются к мелким узким складчатым структурам, то логично предполагать, что внедрение гипербазитовой магмы совпадает с моментом проявления или же затухания орогенических движений, когда амплитуда последних достигает минимума.

По данным некоторых исследователей, в верхнемеловое время офиолитовые породы возникли также в Приараксинском и Прикуринском геосинклинальных прогибах. В первом они представлены многочисленными небольшими выходами ультраосновных и основных пород, приуроченных к Араксинскому глубинному разлому. Во втором прогибе, согласно А. Т. Асланяну, они образуют несколько незначительных тел оливиновых габбро и базальтов в районе сел. Котигюх, Достлу и Саригюх.

В дате или, быть может, палеоцене в период проявления орогенических движений имело место внедрение гранитоидов (Шальва-Лачинский массив (?) и небольшие выходы южнее г. Кировабада).

Как видно из вышеизложенного, в течение верхнемелового-палеоценового этапа происходит существенная перестройка режима геотектонического развития Малого Кавказа.

После регионального поднятия, имевшего место в дат-палеоцене, от северо-восточного блока обособляется Прикуринский участок, который в дальнейшем также характеризуется нисходящими движениями, лишь кратковременно сменяющимися восходящими. Поэтому Прикуринская зона вовлекается в длительное коробление, сохраняя геосинклинальные тенденции развития в течение всех последующих этапов. От юго-западного блока глубинным разломом отделяется Приараксинский участок, который с кратковременными перерывами также вовлекается в длительное опускание.

Остальная резко преобладающая часть юго-западного блока и Севано-Ширакская зона сочленяются, образуя единый блок, который, следуя А. А. Габриеляну, назовем Армянским.

Между Армянским блоком и Куринской зоной выступает Сомхето-Карабахский блок со своим Кафанским участком, который в дальнейшем характеризуется общим перманентным поднятием.

Таким образом, в конце верхнемелового-палеоценового этапа обособляются четыре различных блока, отличающиеся друг от друга по истории геотектонического развития почти на протяжении всей последующей геологической истории.

Куринский блок характеризуется нисходящими эпейрогеническими движениями и общим перманентным опусканием. Почти такие же условия устанавливаются на Приараксинском блоке, который также вовлекается в длительное прогибание. Сомхето-Кафанский блок характеризуется, наоборот, восходящими движениями и общим перманентным поднятием. На Армянском блоке характер и интенсивность тектонических движений неоднократно изменяются, и потому он становится ареной последующих сложных геотектонических и магматических процессов.

Эоцен-нижнемиоценовый этап

Главные структурные элементы предыдущего этапа, как отмечают А. А. Габриелян и А. Т. Асланян, с небольшими изменениями продолжают сохранять свое значение и в палеогене. Однако геосинклинальные зоны верхнего мела, согласно А. А. Габриеляну, в эоцене расчленяются на мелкие брахигеосинклинали и поперечные поднятия.

Этот этап начинается слабым прогибанием в нижнем эоцене некоторых участков геосинклинальных зон.

Сравнительно сильное погружение наблюдается в Ереванском прогибе и Севано-Ширакском синклинории, где образуется терригенно-флишевая формация, местами замещающаяся вулканогенными породами основного состава. В связи со слабыми нисходящими колебательными движениями эффузивный магматизм проявляется весьма слабо.

Ограниченное распространение нижнеэоценовых отложений наводит на мысль, что региональное поднятие Малого Кавказа, имевшее место в дат-палеоцене, продолжается и в течение нижнеэоценового времени.

В среднем эоцене происходят мощные нисходящие эпейрогенические движения, благодаря чему Армянский блок и смежные районы вовлекаются в интенсивное прогибание с образованием большой мощности (до 4—5 км) сложного комп-

лекса отложений, характеризующихся быстрым изменением формаций горных пород. Погружением охватывается также юго-западная пограничная полоса Сомхето-Кафанского блока.

В среднем эоцене вспыхивает также интенсивная вулканическая деятельность, продукты которой представлены разнообразными эффузивами и их пирокластическими производными.

Наиболее сильное прогибание и в связи с этим максимальное проявление эффузивного магматизма отмечается в Севано-Ширакском синклинории и его юго-восточном продолжении (Курдистан), где мощность комплекса среднеэоценовых вулканогенно-осадочных отложений достигает 4—5 км.

Во время среднеэоценовой трансгрессии Прикуринский блок продолжает обнаруживать слабо выраженные геосинклинальные тенденции развития. Здесь нисходящие колебательные движения происходят не особенно сильно, и потому слабо проявляется и эффузивный магматизм, продукты которого представлены производными основной магмы.

Нисходящие движения еще слабо проявляются на Приараксинском блоке, который по существу обнаруживает геантиклинальные тенденции развития. Об этом свидетельствует ограничение развития пород среднего эоцена (мощность среднеэоценового комплекса обычно достигает 50—250 м). Этим объясняется также почти отсутствие на Приараксинском блоке проявления эффузивной деятельности (незначительные эффузивы основного состава известны только в бассейне среднего течения р. Джагри-чай). По данным Абиха и других исследователей, эти отложения в нормально-осадочной литофации распространяются к югу от Приараксинского блока за пределами Советской границы.

После среднего эоцена происходят орогенические движения, которые охватывают резко преобладающую часть Малого Кавказа и продолжаются вплоть до олигоцена. В верхнем эоцене эти движения ослабевают, а в некоторых участках (Севано-Ширакский, Ереванский, Айоцзорский, Нахичеванский и другие прогибы) вовсе затухают и сменяются нисходящими колебательными движениями с проявлением эффузивной деятельности. Наибольшее прогибание в верхнем эоцене наблюдается в Севано-Ширакском синклинории, к которому и при-

урочивается проявление наиболее сильного эффузивного магматизма. Здесь продукты последнего представлены основными породами, сменяющимися кверху средними, кислыми и местами щелочными разностями, чередующимися с осадочными отложениями.

Интересно отметить, что в тех прогибах, где слабо проявились колебательные движения, представители кислых и щелочных эффузивов отсутствуют и встречаются только эффузивы основного состава.

С другой стороны, в этих прогибах возникшие эффузивы основного состава как среднего, так и верхнего эоцена более кислые по сравнению с аналогичными породами Севано-Ширакского прогиба, характеризовавшегося в указанных временах максимальным прогибанием.

Это логично объяснить амплитудой нисходящих колебательных движений — основность продуктов эффузивной деятельности увеличивается при возрастании амплитуды нисходящих движений. Поэтому, эффузивы основного состава по кислотности близко стоят к аналогичным породам юры, в течение которого Малый Кавказ прогибался наиболее интенсивно.

Однако нельзя провести полную аналогию между юрскими и эоценовыми эффузивами. Последние отличаются от первых повышенной щелочностью и высоким содержанием калия.

Преодолигоценовые орогенические движения были наиболее мощными в кайнозое, после которых Армянский блок и весь Малый Кавказ вовлекались в общее перманентное воздымание с сильным сокращением сферы осадконакопления.

После преодолигоценовых орогенических движений как бы наступает этап угасания геосинклинальной жизни Малого Кавказа.

С этими наиболее интенсивными орогеническими напряжениями связано проявление третичного интрузивного магматизма, самого мощного на протяжении всей геологической истории Армении.

В Севано-Ширакском синклинии определенно устанавливается внедрение главной части гранитоидов в период проявления предверхнеэоценовых движений. По данным В. Н. Когляра и А. А. Габриеляна, формирование щелочного комп-

лекса происходило перед олигоценом в условиях послескладчатых движений.

Необходимо отметить о большом сходстве химического состава гранитоидов и эоценовых кислых вулканогенных пород, с одной стороны, щелочных интрузивных пород и щелочных эффузивов, с другой.

Кислые эффузивы и гранитоиды обладают следующими общими признаками: 1) кали-натровым или натри-калиевым характером; 2) повышенной щелочностью; 3) повышенным содержанием окислов кальция и алюминия против средних типов по Дэли.

В районах развития эоценовых вулканогенных отложений широким развитием пользуются дайки основного и среднего состава. По А. Т. Асланяну (1958), они «образуют две системы—одну, совпадающую с простираем складок, и вторую—расположенную вкрест простираения складок».

Основные дайки прорывают как кислые гранитоиды, так и щелочные интрузивы, а также средне- и верхне-эоценовые отложения.

Вероятно, они возникли дважды — перед верхним эоценом и перед олигоценом после плутонической консолидации и расщеливания Армянского блока.

В олигоцене и нижнем миоцене происходит поднятие Армянского блока, который совместно с перманентно воздымающимся Сомхето-Қафанским блоком образует единую зону, характеризующуюся геантиклинальными тенденциями развития. Нисходящие колебательные движения и в связи с ними осадконакопление, в основном, локализуются в пределах Приараксинского и Куринского блоков.

В это время в центральной части Армянского блока возникает выгнутая к северо-востоку дугообразная геосинклинальная зона, которая через Ереванский прогиб соединяется с Приараксинской зоной. В северо-западной части блока образуется узкий Дилижанско-Амасийский синклинорий, который на востоке воссоединяется с Иджеванским прогибом, сообщаясь через него с Куринской геосинклинальной зоной.

В нижне- и среднеолигоценное время во всех этих зонах происходит накопление терригенных песчано-глинистых отло-

жений, характеризующихся, по А. А. Габриеляну, устойчивостью и выдержанностью фаций.

В верхнем олигоцене и нижнем миоцене накапливаются озерно-континентального происхождения пестроцветные отложения молассового типа, которые в Дилижан-Амасийском синклинии замещаются угленосно-сланцевой формацией.

В нижнем и среднем олигоцене имеет место незначительный по масштабу эффузивный магматизм, который резко ослабевает и затухает в верхнем олигоцене. К нижнему и среднему олигоцену А. А. Габриеляном (1959¹) относятся андезитовые покровы и их пирокластические производные Нах. АССР (в состав Абракунисской свиты), восточного Айоцзора (Амулсарская толща), Эльпинского района и Кельбаджарского прогиба. В верхнеолигоценовой молассовой свите Приараксинского блока встречаются также дайки и потоки андезитового состава.

По данным некоторых исследователей, внедрение гранитоидов Южной Армении имело место в нижнемиоценовое время

Среднемиоценовый-четвертичный этап

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 эпейрогеническими движениями, охватывающими весь Кавказ. Опускание локализуется, главным образом, в пределах Куринского, Ереванского и особенно Приараксинского прогибов, в которых накапливаются мелководные песчано-глинистые и гипсоносно-соленосные отложения.

На значительной площади Армянского блока в верхнем миоцене (с верхнего сармата) вспыхивает эффузивная деятельность, которая достигает максимума в нижнем плиоцене, охватывая центральную часть Малого Кавказа, и значительно ослабевает в среднем плиоцене.

Ослабевание эффузивной деятельности в среднеплиоценовое время, по сравнению с нижнеплиоценовым, А. А. Габриелян ставит в связь с менее дифференциальным характером

среднеплиоценовых эпейрогенических движений. Это ослабление, видимо, вызвано также складчатостью, имевшей место в конце нижнего плиоцена (А. Т. Асланян, 1958).

Продукты эффузивного магматизма верхнемиоценового-среднеплиоценового времени преимущественно представлены андезитами, дацитами, трахиандезитами и их пирокластическими производными.

В течение верхнего плиоцена и четвертичного времени продолжается общее перманентное воздымание Малого Кавказа. Эпейрогенические движения на Армянском блоке носят резко выраженный дифференцированный характер, что приводит к возникновению новых глубинных разломов, служивших путями для поднятия магмы, верхнеплиоценового и четвертичного времени. Этим можно объяснить, что продукты верхнеплиоценового и четвертичного времени пространственно тесно связаны между собой и составляют единый магматический комплекс, характеризующийся общностью происхождения.

Интересно, что отмеченные молодые разломы, по данным А. А. Габриеляна, вытянуты в направлении поперечном к складчатости, чем они и отличаются от более древних разломов, совпадающих по простиранию с планом складчатости.

В связи с дифференцированными эпейрогеническими движениями на Армянском блоке проявляется интенсивная эффузивная деятельность, продукты которой образуют крупные вулканы Армянского нагорья (Арарат, Арагац, Араилер и др.).

На фоне общего перманентного воздымания в Приараксинской и Куринской зонах, а также в некоторых участках Армянского блока (впадина оз. Севан, Ширакский, Воротанский, Памбакский, Акеринский и другие прогибы) происходит опускание с заполнением озерных песчано-глинистых, диатомитовых и отчасти вулканических отложений, эквивалентных по возрасту продуктам эффузивного магматизма, развитым в приподнятых областях.

Эффузивы рассматриваемого этапа обнаруживают сходство с подобными породами предыдущего этапа. Но от последних они отличаются несколько повышенным содержанием кремнезема и пониженным — окислов железа, кальция.

Проявление интрузивного магматизма в абиссальной и гипабиссальной фации отсутствует. Только местами отмечаются силлы и дайки основного и среднего состава, связанные с эффузивной деятельностью.

Согласно А. Т. Асланяну, в области развития продуктов эффузивного магматизма мио-плиоцена широким развитием пользуются экструзивы андезитового, дацитового, андезитодацитового, трахи-андезитового и трахи-липаритового составов. Все они обнаруживают большое сходство с вмещающими вулканогенными породами и, несомненно, генетически связаны с миоплиоценовым эффузивным магматизмом. Об этом свидетельствует также строгая приуроченность экструзивных тел к миоплиоценовой вулканогенной формации.

Нам представляется, что имело место неоднократное внедрение экструзивных образований в связи с многократным проявлением эффузивной деятельности в промежутке времени от верхнего миоцена до верхнего плиоцена включительно. Массовое внедрение экструзивов особенно происходило в период бурного развития верхнеплиоценовой эффузивной деятельности.

К ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ (на примере Армении)

В истории развития Малого Кавказа устанавливается периодическая повторяемость некоторых геологических явлений, выражающаяся в том, что эпохи погружения сменяются эпохами поднятия. Такая ритмическая повторяемость обусловлена периодической сменой колебательных движений складчатыми и является общей закономерностью, наблюдающейся во всех геосинклинальных зонах. В связи с этим периодически повторяются и магматические явления. В первой половине геосинклинального цикла в период прогибания проявляется эффузивный магматизм, продукты которого представлены основными вулканогенными породами с подчиненной ролью кислых эффузивов; иногда прогибание сопровождается также образованием офиолитовых пород. Во второй половине геосинклинального развития имеет место складчатость и интрузивная деятельность, дающая гранитоиды.

Исключение составляет среднемиоценовый—четвертичный этап, в течение которого начинается общее воздымание Малого Кавказа, что сопровождается только эффузивной деятельностью.

Таким образом, магматизм в соответствии с особенностями развития геосинклинальной зоны проявляется закономерно сначала в виде эффузивной формы, а затем интрузивной. Вместе с этим закономерно изменяется вещественный состав магматических пород в сторону возрастания кислотности и щелочности, поскольку среди продуктов эффузивного магматизма резко господствуют производные основной магмы.

Такая направленность магматических процессов некоторыми исследователями (В. В. Белоусов, А. М. Доминова и др.) объясняется постепенным уплотнением земной коры в процессе развития подвижных зон.

Известно, что по схеме Ю. А. Билибина (1955) развитие подвижной зоны происходит в течение одного тектоно-магматического этапа. Однако, как справедливо отмечают В. С. Коптев—Дворников, Ив. Ф. Григорьев и др. (1958), на самом деле многие подвижные зоны являются многоэтапными.

Малокавказская геосинклинальная зона в целом также является многоэтапной. В истории развития ее выделяется несколько крупных этапов, каждый из которых начинается прогибанием и завершается поднятием и складчатостью.

Хотя отдельные этапы проходят сходные стадии развития, но вместе с тем отличаются определенными особенностями магматизма, постмагматической деятельности и рудной минерализации. Это обусловлено, главным образом, изменением от этапа к этапу характера и интенсивности тектонических движений, создающих различные геологические обстановки.

На примере Армении вполне подтверждается положение о том, что в схеме развития геосинклинальных зон гранитоиды занимают определенное место; их проникновение имеет место во второй половине геосинклинального цикла и совпадает во времени со складчатостью.

Необходимо отметить, что внедрением крупных интрузивов гранитоидов геосинклинальная зона как бы утрачивает

свою подвижность и превращается в жесткий консолидированный участок, характеризующийся общим перманентным воздыманием. На таком участке создаются субплатформенные условия, неблагоприятные для зарождения новых геосинклинальных зон. Так, в конце юра-нижнемелового этапа в течение нижнемеловой складчатости происходило внедрение гранитоидов, которые локализовались в пределах зарождающихся геоантиклинорий юрской геосинклинальной зоны. Эти участки в эпоху верхнемеловой трансгрессии остались областями поднятия и осадконакопление происходило в периферических частях юрской геосинклинальной зоны. После верхнего мела она теряла свою мобильность и превратилась в область завершённой складчатости.

В период эоцен—нижнемиоценового этапа после складчатости и массового внедрения гранитоидов армянский блок также утрачивает характерные для подвижных зон особенности. Внедрением третичных гранитоидов в основном наступал период угасания геосинклинальной жизни Малого Кавказа.

На протяжении геологической истории Малого Кавказа намечается увеличение степени консолидации его в связи с возрастанием роли гранитоидов.

Это, по-видимому, является общей закономерностью, проявляющейся во всех подвижных зонах. Ю. А. Кузнецов (1958) обратил внимание на то, что самостоятельные гранитные интрузивы, не представляющие производные основных магм, появляются в самом конце развития геосинклинальной зоны и этими интрузивами она утрачивает свою подвижность и превращается в «молодую платформу».

Вопрос о природе первоисходных магм и механизме образования разнообразных пород представляет собой самостоятельную и наиболее сложную проблему, связанную со внутренним строением земли и космогонией.

Согласно существующим представлениям, все планеты и земля слагаются из вещества ультраосновного состава (плотность планет соответствует плотности материала ультраосновного состава). Незначительная по объёму внешняя кислая оболочка Земли (земная кора) сформировалась, благодаря

периодическому выплавлению первичного ультраосновного материала.

П. Н. Кропоткин (1955) отмечает, что 99% массы земной оболочки составляет металлический и ультраосновной материал, который дает небольшое количество кислых дифференциатов.

По сейсмическим данным (Н. К. Карапетян, 1958), в пределах Армении и смежных районов, мощность земной коры равна 50—54 км, из коих гранитный слой вместе с вулканогенно-осадочным комплексом и метаморфическим фундаментом составляет 38 ± 2 км, базальтовый слой— 15 ± 2 км. Последний слой залегает на перидотитовой оболочке.

Мощность покровного комплекса, по геологическим данным, доходит до 10—12 км, а метаморфического фундамента—до 3 км. Следовательно, здесь на самый верхний слой земной коры, состоящий из вулканогенно-осадочных и метаморфических пород, приходится 10—15 км, на гранитный слой— $22—27 \pm 2$ км, на базальтовый слой 15 ± 2 км и далее идет перидотитовая оболочка.

В пределах Кавказа мощность земной коры колеблется в интервале 50—57 км, причем мощность осадочного слоя составляет от 0 до 8 км, гранитного слоя—от 14 до 32 км и базальтового слоя—от 22 до 35 км.

В других частях Земли также под осадочным чехлом расположены последовательно гранитный и базальтовый слой (25—80 км), после которых следует подкорковый субстрат (перидотитовая оболочка) ультраосновного состава (до 2900 км).

Подкорковый субстрат характеризуется достаточной однородностью, о чем свидетельствует постепенное изменение скорости сейсмических волн на всем его протяжении до глубины 2900 км.

Увеличение скорости сейсмических волн с глубиной несомненно указывает на возрастание плотности пород от поверхности Земли до ее ядра. Однако не вполне выяснен вопрос о том, что нарастание плотности пород с глубиной связано с уплотнением материала под давлением или же вызвано изменением его химического состава?

Таким образом, силикатная оболочка имеет незначи-

тельную мощность по сравнению с подкоровым перидотитовым субстратом и первая, возможно, возникла благодаря выплавлению и последующему выжиманию легкоплавких компонентов субстрата.

Периодическое переплавление легкоплавких эвтектоидных частей перидотитового субстрата и выжимание их в верхние зоны Земли ведет к изменению соотношения легких и тяжелых элементов в сиалической и симатической оболочках.

В силу миграции кремния, натрия, калия и других легких элементов в сферу земной коры увеличивается основность тех участков перидотитового субстрата, где происходят переплавление и выжимание. При периодическом проявлении этих процессов, видимо, в верхней части субстрата образуется более основная зона, чем глубокие его горизонты.

Однако не должна быть исключена возможность возникновения ультраосновного материала, соответствующего точно составу субстрата. Это может иметь место под влиянием колоссальной тепловой энергии, наличие которой в глубоких частях субстрата вряд ли приходится опровергать.

С. Д. Четвериков (1951) и П. Н. Кропоткин (1955) привели убедительные доказательства в пользу представления о выплавлении магм из твердой оболочки.

Рассмотрение развития магматизма Армении приводит к предположению, что изверженные породы происходят из магматических источников, периодически возникающих в различных горизонтах литосферы.

Гранитоиды, кислые эффузивы и их экструзивные аналоги по составу весьма сходны и, вероятно, происходили из одних и тех же магматических источников, возникших вследствие эвтектоидного выплавления сиалической оболочки. Все эти тесно ассоциирующиеся между собой породы представляют различные фациальные проявления одной и той же же кислой магмы.

О происхождении некоторых типов эффузивов из интрузивных очагов отмечается Г. Д. Афанасьевым, В. Н. Котляром и М. А. Фаворской (1959), Г. С. Дзоценидзе (1959), А. Т. Асланяном (1958), М. А. Кашкаем (1959), Р. Н. Абдуллаевым (1959) и др.

Родоначальные магмы основных эффузивов образова-

лись в более глубоких частях земной коры независимо от магматических источников гранитоидов и кислых эффузивов.

Связь гипербазитов и базитов с глубинными разломами свидетельствует о зарождении их источников в перидотитовой оболочке. Гипербазиты офиолитовых поясов, по-видимому, возникли путем сплошного плавления перидотитового субстрата.

Весь имеющийся фактический материал позволяет с полной убедительностью подтвердить высказывание Ф. Ю. Левинсон—Лессинга (1940) и др. исследователей о независимости основной и кислой магм.

Как указывает В. С. Коптев-Дворников (1955), в пользу положения о независимости проявлений основной и гранитной магм говорит также то обстоятельство, что отмеченные магмы проявляются в соседних регионах неодновременно.

Выплавление твердого вещества литосферы совершается под влиянием тепловой энергии.

Согласно космогонической теории О. Ю. Шмидта, источником энергии нашей планеты служит радиоактивный распад и постепенная гравитационная дифференциация вещества ее в вязкой разогретой среде. Тектонические процессы и магмообразование происходит за счет этой энергии.

По данным некоторых других исследователей, основная энергия, под влиянием которой происходит переход твердого вещества в расплавленное, образуется во время горообразования, когда механическая энергия переходит в тепловую.

Источники тепловой энергии, за счет которой образуется магма, по В. А. Николаеву, следующие: радиоактивный распад, тепло глубоких зон, экзотермические реакции, тепло эманаций, тепло трения, тепло основных магм.

Переход твердых пород силиката в магму совершается при присутствии летучих, значительно понижающих температуру процессов магмообразования. Работами В. А. Николаева, Н. И. Хитарова и др. доказано, что температура плавления гранита значительно понижается при наличии летучих.

Термодинамическая сущность выплавления твердого вещества силикатической и перидотитовой оболочек нам неизвестна. Можно предполагать, что состав образующего магматического расплава зависит как от исходного состава уплотнен-

ных оболочек, так и от количества тепловой энергии.

При наличии большого запаса энергии естественно ожидать полное расплавление и возникновение расплава, близкого по составу к исходным материалам. Наоборот, чем меньше будет запас тепловой энергии, тем кислее будет состав образующегося расплава, требующего минимальной затраты тепловой энергии.

Следовательно, вещественный состав магм, по всей вероятности, определяется, при прочих равных условиях, как запасом тепловой энергии, за счет которой совершается выплавление (или расплавление), так и от состава исходных материалов.

Из этих рассуждений очевидно, что изверженные породы не всегда могут дать полное представление о составах тех глубоких частей Земли, где происходит магмообразование. Следует думать, что в случае эвтектоидного выплавления они всегда кислее по сравнению с исходными материалами.

Возрастание кислотности пород от ранних к поздним инъекциям, возможно, обусловлено также тем, что вначале в силу наличия большого количества энергии происходит сплошное плавление исходных материалов; с течением времени, вследствие затраты энергии, сплошное плавление сменяется выплавлением легкоплавких эвтектоидных расплавов. Очевидно, что в последнем случае возникнут более кислые магмы.

Вероятно, именно таким путем образовались гипербазиты и базиты офиолитовых поясов Малого Кавказа за счет материала подкорового субстрата (гипербазиты возникли вследствие сплошного плавления субстрата, а габброиды — селективного плавления).

Магмообразование сопряжено во времени с проявлением тектонических движений.

На примере Армении хорошо доказывается, что рождение кислой магмы гранитоидов и внедрение ее в верхние структурные ярусы совпадает во времени с проявлением складчатости и поднятия. Кислая магма эффузивов появляется в конце первой половины геосинклинальной жизни в период восходящего эпейрогенеза, который, вероятно, в дальнейшем (во второй половине геосинклинального цикла) сменяется складчатостью и внедрением гранитоидов. После складчатости и

растрескивания консолидированных гранитоидов иногда происходит проникновение их близповерхностных экструзивных аналогов (Алавердский антиклинорий).

Таким образом, проявление кислой магмы в течение одного геосинклинального цикла иногда имеет место трижды — перед складчатостью, во время складчатости и вслед за ней. Очевидно, что максимальное проявление кислой магмы связано со второй половиной геосинклинального развития.

Образование основной и ультраосновной магм (основных эффузивов и офиолитовых пород) сопряжено во времени с проявлением нисходящих колебательных движений.

Видимо, объем интрузирующей магмы зависит от силы и продолжительности тектонических движений. Колебательные движения очень продолжительные по сравнению со складчатостями, и потому основные эффузивы по площади резко преобладают над гранитоидами.

Поскольку в эпоху коробления геосинклинальных зон нисходящий эпейрогенез обычно преобладает над восходящим, то среди продуктов эффузивного магматизма породы основного состава являются резко доминирующими, в то время как кислые эффузивы играют подчиненную роль.

Все это свидетельствует о том, что тектонические и магматические процессы, как отмечают Г. Д. Афанасьев, В. С. Коптев-Дворников и др. исследователи, являются одновременно возникающими и взаимообусловленными явлениями.

Одной из важнейших проблем современной петрологии является проблема происхождения гранитов. Известно, что относительно генезиса гранитов существуют две господствующие точки зрения. По представлениям одних исследователей (магматистов) граниты и другие гранитоиды образуются преимущественно магматическим путем. Согласно взглядам других петрологов (трансформистов), они возникают, главным образом, путем метасоматического преобразования твердых пород, без прохождения стадии расплавления, т. е. являются продуктами гранитизации.

Следует отметить, что, несмотря на продолжающуюся острую борьбу между магматистами и трансформистами, монопольное положение магматического направления в петрологии сохраняется и по сей день.

Богатый фактический материал по магматизму Армении и всего Малого Кавказа с полной убедительностью ориентирует нас на признание магматического способа образования как гранитоидов, так и остальных изверженных пород.

На примере мезозойских и третичных гранитоидов Армении категорически можно опровергать предположение крайних трансформистов о метаморфическом (метасоматическом) происхождении гранитов. Здесь изучение взаимоотношений интрузивов с вмещающими породами приводит к бесспорному выводу о приходе магмы из глубины земной коры. В частности об этом говорят резкие и режущие контакты гранитоидов с боковыми породами, факт наличия движения магмы в экзо-контактную зону с образованием апофиз и других инъекций, наличие ксенолитов и др.

Несколько иначе обстоит дело с палеозойскими кислыми гранитоидами, с которыми связано широкое проявление метасоматических процессов с образованием гранитогнейсов и гнейсовидных плагиогранитов, четко не отграничивающихся от вмещающих метаморфических пород.

Однако интенсивные метасоматические процессы, приведшие к возникновению интрузивных пород гранитного облика, все же связаны с внедрением расплава магматической природы.

Судя по обширной геологической литературе, метасоматические явления широко проявлены в древних (докембрийских и палеозойских) гранитоидах и, возможно, значительная часть их по своему происхождению обязана метаморфическим процессам. Метасоматические явления несравненно слабо выражены в связи с молодыми гранитоидами.

Резкие разногласия между магматистами и трансформистами отчасти объясняются тем, что, как и отметили многие исследователи (Г. Д. Афанасьев, К. Н. Паффенгольд, Н. А. Елисеев, Ю. А. Кузнецов и др.), первые работали преимущественно в молодых складчатых областях, а трансформисты — в районах распространения докембрийских гранитов, где сильно развиты метасоматические процессы.

Широкое проявление метасоматических явлений в древние периоды, возможно, обусловлено большей проницаемостью земной коры в эти времена, косвенным доказательством

чему может служить преобладание среди глубинных пород докембрийских и палеозойских гранитов.

При наших исследованиях мы большое внимание обратили вопросу выяснения роли кристаллизационной дифференциации в петрогенезисе. Известно, что Боуэн и его последователи пытались все разнообразие изверженных пород, в том числе и гранитоидов, объяснить кристаллизационной дифференциацией. Однако против универсального значения ее выступали многие геологи — В. Н. Лодочников, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, В. С. Коптев-Дворников и др.

Для выяснения роли кристаллизационной дифференциации Армения представляет исключительно интересный участок земной коры, где породы отдельных массивов обнажаются на резко различных уровнях современного среза.

Полевые наблюдения и микроскопические исследования таких массивов позволяют прийти к выводу, что явления кристаллизационной дифференциации в горизонтах становления гранитоидов имели ограниченное значение и объяснить все многообразие пород ими никак нельзя.

Во многих интрузивах не констатировано увеличение с глубиной железомagneзальных минералов, т. е. не происходило фракционирование и накопление ранее кристаллизованных тяжелых минералов в нижних горизонтах магматических камер. Здесь ранее закристаллизовавшиеся минералы равномерно распределены в общей массе породы.

Оседанию и накоплению в нижних частях магматической камеры ранее закристаллизовавшихся минералов препятствует, как писали многие исследователи, вязкость охлаждающейся магмы.

Изучения реакционных взаимоотношений породообразующих минералов показывают, что последовательность кристаллизации минералов из магмы изменяется в зависимости от конкретных геологических условий и не укладывается в общую схему, предложенную Боуэном и Бартом (С. И. Баласанян, 1957³, 1957⁶).

Против этой схемы говорят такие факты, как принадлежность одноименных минералов к нескольким генерациям, кристаллизация цветных минералов совместно со светлыми, вы-

деление биотита, магнетита и других акцессориев на последней стадии кристаллизации и др.

С позиций кристаллизационной дифференциации невозможно объяснить чередование во времени кислых и основных эффузивных пород, что особенно хорошо наблюдается в юрском вулканогенном комплексе.

Для гранитоидов Армении приложение теории кристаллизационной дифференциации для объяснения многих наблюдаемых фактов встречает ряд серьезных затруднений. Против нее говорят: 1) однородное в вертикальном разрезе строение многих интрузивов; 2) часто наблюдаемая смена кислых пород основными в направлении снизу вверх массивов; 3) отсутствие явления гравитационного расслоения и оседания закристаллизовавшихся тяжелых минералов в пределах камер интрузивов; 4) порядок кристаллизации минералов; 5) равномерное распределение в основной массе пород ранее выделившихся вкрапленников различных минералов с отсутствием явления сильного расплавления после их перехода в твердую фазу и др.

В. С. Коптев-Дворников (1955) указывает, что «обстановка движения магмы в верхних ярусах не была благоприятной для развития явлений дифференциации».

Возможность фракционирования и гравитационной дифференциации менее вероятна в пунктах магмообразования, где существует колоссальное давление, увеличивающее вязкость магмы.

Невероятность гравитационной дифференциации в глубоких частях земной коры математически доказана А. Т. Асланяном (1959¹).

Следует допустить, что дифференциация вещества в пунктах магмообразования имеет место, благодаря газовому переносу, тем более в периоды внедрения магмы, когда в силу уменьшения внешнего давления создаются благоприятные условия для выделения огромного количества летучих.

О дифференциации вещества в пределах камер интрузивов, обусловленной газовым переносом, отмечается В. С. Коптев-Дворниковым (1955, 1961).

Относительно исходной магмы гранитоидов среди геологов Малого Кавказа существуют разногласия. Большинство

первых исследователей под влиянием господствующей тогда Боуэнской теории кристаллизационной дифференциации придерживалось мнения о габбро-базальтовом составе родоначальной магмы. Однако впоследствии число геологов, отказывающихся от универсальности кристаллизационной дифференциации, постепенно увеличивалось.

В настоящее время большинство исследователей Малого Кавказа исходную магму считает гранодиоритовой, которая в результате дифференциации и ассимиляции создает наблюдаемое многообразие гранитоидов. Одни из этих геологов главную роль придают дифференциации, а другие — ассимиляции.

Раньше мы также все разнообразие гранитоидов объясняли как дифференциацией глубинных магматических очагов, так и процессами ассимиляции. Дальнейшие наши многолетние исследования интрузивных пород Армении привели к убеждению, что все многообразие гранитоидов является результатом ассимиляции и гибридизма кислой магмы, близкой по составу к аляскитам (см. ниже).

Для выяснения состава исходной магмы гранитоидов были проанализированы некоторые разновозрастные породы последних фаз внедрения, которые почти лишены видимых следов ассимиляции и по составу наиболее близко стоят к исходной магме.

Как видно из табл.¹ 99, породы последних фаз предверхнеюрского, нижнемелового и третичного возрастов близки к аляскитам, а таковые палеозоя — к плагиоаляскитам.

Эти данные свидетельствуют об аляскитовом или плагиоаляскитовом составе исходной магмы гранитоидов Армении.

В. С. Коптев-Дворников (1955) считает, что во всех интрузивных комплексах гранитоидов исходной является гранитная магма, которая в определенные моменты жизни геосинклинальных зон, вследствие ассимиляции и гибридизма, превращается в гранодиоритовую.

Одновозрастные гранитоиды одного и того же участка тектонических зон Малого Кавказа принадлежат к одному

¹ Анализы 141 и 153 произведены в химической лаборатории АрмГУ, а остальные — в лаборатории ИГН АН Арм. ССР аналитиками А. Петросян, С. Дехтрикян, З. Гаспарян.

Химические составы некоторых разновозрастных интрузивных пород последних фаз внедрения Армении

Окислы	Палеозойский		Предверхнеюрский		Нижне-меловой	Третичный
	141	153	1105	1133	861	398
SiO ₂	75,56	74,84	76,22	80,50	79,50	74,26
TiO ₂	0,10	0,10	0,24	0,08	0,15	0,26
Al ₂ O ₃	13,91	15,02	11,61	7,94	10,81	12,28
Fe ₂ O ₃	0,60	0,20	2,19	3,13	2,03	2,77
Feo	1,79	1,68	0,58	0,29	0,28	1,43
Mno	—	—	—	—	0,02	0,01
Mgo	0,65	0,40	—	0,22	0,72	1,50
CaO	1,10	1,47	2,21	0,28	0,67	1,56
Na ₂ O	5,90	4,94	3,14	4,16	3,18	1,05
K ₂ O	0,60	0,63	2,11	3,01	3,96	4,16
ппп	0,42	0,76	2,40	0,20	—	0,42

магматическому очагу, так как они обладают многими общими химико-минералогическими и геохимическими особенностями.

Одновременно образовавшиеся гранитоиды, локализованные в различных частях одной и той же тектонической зоны также обнаруживают ряд общих признаков. Это заставляет сделать предположение о том, что друг от друга значительно отдаленные магматические источники возникли примерно на одинаковых глубинах сиалической оболочки, имеющих близкий вещественный состав.

Наблюдаемые некоторые различия в их петрографическом составе объясняются главным образом различной степенью загрязнения аляскитовой магмы посторонним материалом верхних структурных ярусов земной коры.

Сопоставление разновозрастных гранитоидов, формировавшихся в двух тектонических зонах Малого Кавказа, показывает, что они характеризуются рядом отличительных химико-минералогических и геохимических особенностей (см. табл. 100).

Рассмотрение в некоторых наших работах (1957², 1957¹¹, 1959³, 1960¹, 1961²) вопроса о химизме математических пород

Армении позволило прийти к выводу, что специфика химического состава эффузивов закономерно изменяется во времени, и потому разновозрастные вулканогенные породы также обнаруживают ряд отличительных черт, о которых частично было сказано выше.

Однако установлено, что продукты каждого эффузивного цикла обнаруживают некоторые общие черты химизма с продуктами последующего и предшествующего циклов.

Труды И. Г. Магакьяна и С. С. Мкртчяна показывают, что в связи с кайнозойскими магматическими породами Армянской тектонической зоны возникли наиболее разнообразные и богатые месторождения. По высокой концентрации молибдена и присутствию микроэлементов тория, урана, редких земель, рения, бора и других металлов они отличаются от рудных формаций мезозоя Сомхето-Кафанской зоны. Особенно следует упомянуть о высокой концентрации молибдена, который определяет специфический облик металлогении Армянской тектонической зоны.

Некоторые металлы типичны для мезозойской эры (кобальт, барий, индий и др.). Специфической минерализацией отличаются породы Присеванского офиолитового пояса (хром, платина, никель) и миоплиоценовые экструзивы (золото, мышьяк, сурьма, ртуть, висмут).

Однако имеются и многие сквозные металлы, которые образовались неоднократно в связи с разновозрастными магматическими породами обеих тектонических зон. К ним относятся из ведущих металлов медь, свинец, цинк, из благородных металлов — золото, серебро; из рассеянных — селен, теллур.

Наблюдаются повторяемость более или менее крупных месторождений меди, цинка и свинца от ранних к поздним эпохам. Медно- и серноколчеданные формации встречаются со многими разновозрастными магматическими породами. Как отмечает И. Г. Магакян, колчеданные месторождения третичного возраста по типу оруденения напоминают мезозойские месторождения колчеданных руд Сомхето-Кафанской зоны.

Закономерность наследованного развития месторождений типоморфных металлов, по данным В. И. Смирнова (1959), имеет общее значение.

Некоторые из установленных различий в петрохимических, геохимических и металлогенических признаках магмати-

Химико-минералогические и геохимические особенности интрузивных пород Сомхето-Кафанской и Армянской тектонических зон

Зона	Возраст	Минералогические особенности	Химические особенности	Геохимические особенности
Армянская	Палеозойский	<ol style="list-style-type: none"> 1. Повыш. сод. плагиоклаза, кварца. 2. Пониж. основность плагиоклаза. 3. Кал. п. ш.—решетчатый микроклин. 4. Присутствие мусковита. 5. Пониж. сод. амфибола, биотита, обычно отсут. пироксена. 6. Аксессуары: магнетит, апатит, сфен, циркон, реже ортит. 7. Повыш. сод. апатита (?). 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Натриевый характер 2. Повыш. сод. SiO_2. 3. Пониж. сод. K_2O, ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$), CaO, MgO. 4. Повыш. вел. S, p. 5. Пониж. вел. c, b, часто f', m'. 6. Пересыщ. глиноземом. 	
Сомхето—Кафанская	Мезозойский	<ol style="list-style-type: none"> 1. Повыш. сод. плагиоклаза, кварца. 2. Пониж. основность плагиоклаза. 3. Отсут. или пониж. сод. кал. п. ш. 4. Кал. п. ш.—часто нерешетчатый микроклин. 5. Редкость биотита и пироксена. 6. Пироксен—часто ферроавгит 7. Аксессуары: магнетит, титано-магнетит, циркон, апатит, сфен, рутил (анатаз), барит, сфалерит, галенит, пирит, халькопирит, реже киноварь. 8. Повыш. сод. циркона. 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Отчетливый натриевый облик. 2. Повыш. сод. SiO_2 (нередко наиб.). 3. Наим. сод. K_2O, ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). 4. Пониж. сод. CaO, часто MgO, ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$). 5. Наиб. вел. S, p. 6. Пониж. вел. a (часто наим.), b, часто f', m'. 7. Пересыщ. глиноземом. 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Ведущие микроэлементы: титан, ванадий, медь, цирконий, галлий. 2. Частые микроэлементы: бериллий, иттрий, иттербий, барий. 3. Непостоянные микроэлементы: цинк, свинец, молибден, стронций, серебро, церий, лантан, вольфрам, гафний, олово, скандий, никель, кобальт, хром. 4. Повыш. сод. и высок. частота микроэлементов, иттербия, бария, циркония, галлия, бериллия, иттрия.
Армянская	Третичный	<ol style="list-style-type: none"> 1. Пониж. сод. кварца 2. Повыш. основность плагиоклаза 3. Повыш. сод. кал. п. ш. 4. Кал. п. ш.—часто анортоклаз. 5. Повыш. сод. пироксенов, биотита, амфибола, иногда оливина. 6. Пироксены—диопсид, диопсид-геденбергит, авгит, клиноэнстатит, энстатит. 7. Аксессуары: магнетит, титано-магнетит, ильменит, сфен, апатит, циркон, молибденит, пирит, халькопирит, арсенопирит, шеелит, касситерит, ортит, оранжит, турмалин, ураноторит, ксенотим, эвксенит, уранинит, бадделейт, бетафит. 8. Повыш. сод. магнетита, сфена. 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Кали-натриевый или натрикалиевый облик. 2. Наиб. сод. K_2O, ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). 3. Наим. сод. SiO_2. 4. Наиб. сод. CaO, ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$), часто MgO. 5. Наим. вел. s, p. 6. Наиб. вел. a, c, b. 7. Повыш. вел. f', m'. 8. Нормальный ряд гранитоидов. 	<ol style="list-style-type: none"> 1. Комплекс микроэлементов: титан, ванадий, никель, кобальт, хром, медь, цинк, свинец, молибден, барий, стронций, скандий, бериллий, цирконий, галлий, иттрий, иттербий, олово, лантан, церий, серебро, вольфрам, гафний. 2. Присутствие микроэлементов лития, висмута, урана, тория, ниобия, тантала, бора, германия, рубидия, цезия, кадмия, сурьмы. 3. Повыш. сод. и высок. частота микроэлементов молибдена, вольфрама, церия, лантана.

ческих пород двух зон Малого Кавказа, по всей вероятности, отражают особенности вещественного состава тех глубоких частей земной коры, в которых путем плавления образуются магматические источники. К ним относятся бедность калия, молибдена, высокая концентрация меди, повышенная частота встречаемости циркония, галлия, бериллия, иттрия, иттербия, бария мезозойских гранитоидов Сомхето-Кафанской зоны, но повышенное содержание калия, молибдена, высокая частота встречаемости церия, лантана, наличие лантана, урана, тория ниобия, тантала, бора в третичных интрузивных породах Армянской зоны и др.

Различия в петрохимических и других признаках магматических пород находятся в причинной зависимости и от физико-химических процессов магмообразования, а также от характера и интенсивности тектонических движений. Так, в эпоху проявления интенсивных нисходящих колебательных движений и максимального прогибания образовавшиеся эффузивы юра-нижнемелового этапа характеризуются наименьшей щелочностью. Наоборот, молодые эффузивы, возникновение которых сопряжено во времени с общим перманентным поднятием Армянского блока и всего Малого Кавказа, отличаются повышенной щелочностью.

На основании убедительных фактов К. Н. Паффенгольц (1948) показал, что многократное проявление эффузивных процессов четвертичного времени обусловлено повторными сводообразными поднятиями Малого Кавказа.

Гранитоиды и основные эффузивы, возникшие в течение одного этапа и тесно ассоциирующие друг с другом, обнаруживают ряд характерных петрохимических признаков, хотя они происходят из различных источников (С. И. Баласанян, 1960¹).

Это, на наш взгляд, объясняется процессами ассимиляции следующим образом. В первой половине геосинклинального развития при прохождении основной магмы через гранитную оболочку (наличие которой доказывается геофизическими исследованиями), благодаря ассимиляции изменяет свой состав в сторону возрастания щелочности и отчасти кислотности. Обратное явление имеет место при подъеме кислой магмы во второй половине геосинклинального цикла, когда она проры-

вает основные эффузивные породы, возникшие во второй половине цикла.

Следовательно, в первой половине геосинклинальной жизни основная магма контаминируется компонентами гранитной оболочки, а во второй половине кислая магма загрязняется компонентами продуктов основной магмы. Итак, в течение одного геосинклинального цикла происходит смешение некоторых составных частей основного и кислого материалов земной коры.

Отсюда очевидно, что все породы являются в той или иной мере гибридными и вряд ли представляют собой продукты кристаллизации чистой магмы. Даже аляскиты, по всей вероятности, являются в некоторой степени контаминированными и состав исходной магмы гранитоидов, возможно, кислее аляскитов. Об этом свидетельствует наличие в предверхнеюрском интрузивном комплексе ультракислых пород, в которых содержание кремнезема достигает 80%.

Чем сильнее проявлены процессы ассимиляции между образованиями первой и второй половин геосинклинального цикла, тем больше они сходны между собой по петрохимическим признакам. Так, гранитоиды и основные эффузивы юры и мела, в которых ассимиляция выражена сравнительно слабо, сходны по содержанию легкоплавких элементов (натрия и калия). Для третичных основных эффузивов и гранитоидов устанавливается сходство не только по содержанию легкоплавких компонентов (натрия и калия), но и тугоплавких (магния, железа), так как в них интенсивно проявлена ассимиляция.

Явлениям гибридизма и ассимиляции в петрогенезисе магматических образований последнее время отводится решающее значение. Эти процессы находят свое отражение в усложнении вещественного состава магматических пород с образованием многих вариаций петрографического состава и в появлении региональных петрохимических особенностей.

Ассимиляционная теория происхождения магматических пород впервые у нас сформулирована Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и получила дальнейшее развитие в работах В. Н. Лодочникова, А. Н. Заварицкого, Д. С. Белянкина, Г. Д. Афанасьева, В. С. Коптева-Дворникова и др.

В ходе изучения интрузивных пород Армении мы убеди-

лись в бесспорном петрогенетическом значении процессов ассимиляции и гибридизма.

Еще в наших ранних работах (1953¹, 1955¹, 1955²) мы пришли к выводу, что третичные гранитоиды центральной Армении возникли благодаря усиленным процессам ассимиляции и гибридизации гранитной магмой вулканогенных отложений эоцена.

В качестве доказательства этого соображения мы привели следующие данные: 1) наличие огромного количества ксенолитов в интрузивах; 2) появление в эндоконтактных зонах основных пород (вплоть до габбро) с обилием переработанных ксенолитов; 3) наличие вмещающих вулканогенных образований эоцена; 4) неоднородный состав интрузивов, изменяющийся в самых коротких пространственных интервалах; 5) основной характер пород сравнительно со средними типами.

В пользу ассимиляционного происхождения гранитоидов обеих тектонических зон Малого Кавказа можно привести и следующие данные: 1) приуроченность наиболее основных пород к эндоконтактам интрузивов, крупным останцам основных эффузивов и известняков кровли; 2) зависимость петрографических деталей пород фации эндоконтактов от состава вмещающих отложений; 3) отсутствие строгой закономерности в пространственном распределении отдельных типов пород внутри крупных массивов; 4) наблюдаемые объективные факты перехода ксенолитов в породы интрузивного облика; 5) сходство оптических свойств цветных минералов пород фации эндоконтактов и интенсивно переработанных ксенолитов; 6) неравновесный количественный и качественный минералогический состав пород; 7) частая и резкая смена основности плагиоклазов на незначительных участках и даже в пределах отдельных шлифов, а также наличие плагиоклазов с обратной зонарностью; 8) широкие колебания минералогического и химического составов пород, весьма быстрые и произвольные смены структурных и текстурных особенностей их; 9) повышенное содержание таких акцессорных минералов, как магнетит, апатит, сфен; 10) повышенное содержание и частота встречаемости чуждых для гранитов элементов (хрома, никеля, кобальта), но, наоборот, пониженная частота встречаемости некоторых типичных для кислых пород микроэлементов (циркония, бериллия, иттрия, итербия и др.).

Необходимо отметить, что значительные вариации в относительном содержании главных породообразующих минералов наблюдаются и во многих кислых интрузивах гранитного, плагиогранитного и даже аляскитового составов, хотя в них нельзя найти видимых следов ассимиляции. Так, в отдельных гранитных телах Алавердской группы местами граниты постепенно сменяются породами, сплошь состоящими из калиевого полевого шпата и кварца (лишь в виде единичных кристаллов присутствует плагиоклаз); в других случаях встречаются породы с повышенным содержанием плагиоклаза. Более или менее устойчивым является кварц, количество которого менее всего подвергается колебаниям. Постепенный переход палеозойских и предверхнеюрских плагиогранитов в плагиогранодиориты и нижнемеловых гранитов Цавской группы в плагиограниты нередко совершается без видимой связи с явлениями гибридизма.

Описанное явление, по-видимому, имеет всеобщее значение, на что впервые обратил внимание В. С. Коптев-Дворников (1955). Это он рассматривает, как результат первичной неоднородности гранитной магмы, связанной с процессами палингенеза.

Изучение ксенолитов дает многое для познания процессов ассимиляции. Следует учесть, что по количеству сохранившихся посторонних тел вряд ли можно судить о масштабе ассимиляции, поскольку они попадают в магму в последние моменты ее кристаллизации, когда в силу потери тепловой энергии и летучих компонентов она лишается возможности ассимилировать их. Нет сомнения, что до этого магма осваивает большое количество ксенолитов, не оставив каких-либо следов. Об этом свидетельствует наличие в интрузивах темных сгустков и мелких темных участков с зазубренными контурами разъедания, представляющих разрозненные останцы ксенолитов.

Наблюдаемые ксенолиты в интрузивах образовались за счет обломков вмещающих пород, о чем говорит сходный состав первых с контактово-измененными боковыми породами.

Степень перекристаллизации ксенолитов в массивах разного петрографического состава неодинакова. Наиболее интенсивная перекристаллизация их отмечается в ранних гра-

нитоидах более основного состава, в которых они приобретают облик полнокристаллических гипидиоморфнозернистой структуры интрузивных пород. В поздних кислых инъекциях магмы посторонние тела почти полностью сохраняют первоначальные структурные особенности.

При процессах ассимиляции попавшие в магму посторонние тела сначала подвергались механической дезинтеграции, затем происходило выравнивание химических потенциалов компонентов, приводя в конце концов к равновесному состоянию между составом магмы и ксенолитов.

В оставшихся ксенолитах полного равновесия, конечно, не достигнуто, так как они отличаются от вмещающих интрузивных пород повышенным содержанием железо-магнезиальных минералов, но пониженным—светлых.

В гибридизированных гранитоидах после перекристаллизации ксенолиты прошли через две основные стадии. На первой стадии они обогатились компонентами железо-магнезиальных минералов и стали более основными, а на второй стадии, благодаря обменным реакциям, обогатились компонентами светлых минералов, приобретая более кислый состав.

Состав посторонних тел зависит от состава исходных пород и интрузивов. Интенсивно переработанные ксенолиты по качественному минералогическому составу обычно отвечают вмещающим их интрузивным породам.

Зависимость состава ксенолитов от состава интрузивов особенно хорошо доказывается на примере Цавской группы. Так, в гибридных породах первой фазы они сильно обогащены роговой обманкой и имеют диоритовый состав, в то время как внутри кислых гранитоидов второй фазы характеризуются значительным содержанием кварца и калиевого полевого шпата. В породах второй фазы под микроскопом устанавливается и наличие мельчайших ксенолитов, измеряемых миллиметрами. Эти разрозненные посторонние тела под воздействием натриевого метасоматоза преобразованы в альбититы, кварцсодержащие и редко—биотитовые альбититы.

Явления ассимиляции в условиях различных глубин протекали неодинаково, так как факторы, определяющие ход этих процессов, были неоднозначны в различных термодинамических условиях. К этим факторам относятся давление,

температура, литолого-структурные особенности окружающей среды, скорость охлаждения магмы и др.

Ассимиляция, при прочих равных условиях, усиливается с глубиной. Ярким примером служат гранитоиды Сомхето-Кавказской зоны, в которых гибридность выражен значительно слабо по сравнению с гранитоидами Армянской зоны, сформировавшимся в более глубинных условиях. Кроме того, в разновозрастных крупных массивах по мере понижения местности нередко намечается возрастание основности пород в тесной связи с нарастанием интенсивности ассимиляции.

Нас не убеждают объяснения некоторых геологов этого явления гравитационной дифференциацией на месте. Это могло произойти вследствие повышения температурного градиента с глубиной камеры, что в свою очередь увеличивает интенсивность процессов ассимиляции.

Интересно, что в глубоко залегающих эндоконтактах крупных массивов (Кохбский, Геджалинский и др.) местами встречаются довольно однородные гибридные породы. По-видимому, это обусловлено тем, что после загрязнения в условиях высокой температуры при длительном процессе диффузии в магме установилось равновесие, в силу чего происходило выравнивание состава в этих частях магматической камеры.

Процессы ассимиляции неодинаково проявлены в разновозрастных интрузивных комплексах. Эти явления сравнительно слабо выражены в палеозойских и предверхнеюрских гранитоидах, чем в подобных породах нижнемелового и третичного возрастов. Процессы гибридности особенно интенсивно происходили в третичном интрузивном комплексе.

Это все хорошо видно и из таблиц 101, 102, 103, 104, в которых приведены пределы колебания содержания преобразующих минералов и окислов петрогенных элементов в разновозрастных интрузивных породах обеих зон Малого Кавказа.

Из этих таблиц явствует, что пределы колебания породобразующих минералов и окислов петрогенных элементов расширяются при переходе от ранних интрузивных комплексов к молодым по мере возрастания интенсивности процессов гибридности.

Пределы колебания содержания породообразующих минералов и № плаггиоклаза
в интрузивных породах Сомхето—Кафанской зоны

Комплекс	Группа	Фаза внедрения	Плаггиоклаз	Кварц	Калиевый полевой шпат	Пироксен	Амфибол	Биотит	Акцессории	№ плаггиоклаза	
Пред-верхнеюрский	Шамшадинская, частью Кадабек—Дашкесанская	I	59—68,5	15—36	—	—	0—18	—	0,5—6	11—48	
		II	45—65	27—43	1—11	—	1,5—12	—	0,4—4	5—46	
		III	22—25	43—48	28,6—31,7	—	—	0—1,5	0,2—0,5	4—12	
Нижнемеловой	Алавердская	I	43,5—70	0—15	—	5—36	0—24	0—2	3,5—10	37—73	
		II	48—82	0,3—28	0—8	—	0—33	0—15	0,8—4,5	31—53	
		III	50—78	7—35	0—18	—	0—21	—	1—5	22—46	
		IV	56—72	25—40	—	—	0—1	0—1	1—3,5	6—29	
		V	5—33	35—47	30—50	—	—	0—1	0,2—1	5—17	
	Цавская	I	52—83	0—19	0—18	0—17	5—31	0—3	1—6	8—72	
		II	34—66	8—36	12—34,5	—	0—7	0—6	1—4,5	2—24	
	Кадабек—Дашкесанская	I	54—72	—	—	5—42	0—28	—	4—16	48—65	
		II	48—68	2—25	0—13	0—13	3,5—17	0—6	1,4—2,8	23—48	
	Мехманинская	I	62—85	0—25	0—7	—	0—9	0—6	1—6	34—47	
	Вернемеловой	Южно-Карабахская	I	60—77	0—15	0—2,5	0—26	0—10	—	1—5	38—59
		Шальва-Лачинская	I	38—73	2—51	0—11	—	0—23	1—12,5	1—4,5	28—48

Пределы колебания содержания породообразующих минералов в третичных интрузивных породах Армянской зоны

Группа	Фаза внедрения	Плагиоклаз	Кварц	Калиевый полевой шпат	Пироксен	Амфибол	Биотит	Оливин	Аксесории
Памбако — Базумская	I	0—88	0—3	—	0—62	0—35	0—8	0—32	1—8
	II	48—84	0—46	0—60	0—30	0—25	0—20	—	1—4
	III	28—45	13—24	26—56	—	4—9,8	2—6	—	1—3
	IV	6—65	—	21—84	0—5	0—13	0—8	—	1—3
Мегринская	II	5,1—70	0—23,6	0—46	0—53,3	0—75,8	0—23	0—13,2	2—15,1
	III	45—50	5,7—23,0	20—32,8	—	4,8—9,6	0,5—2,7	—	1,8—2,7
	IV	30—55	11—23	21—50	—	1,8—9,5	0,5—1,7	—	0,9—3,0
Баргушатская	I	0—76	0—26	0—98	0—60	0—70	0—10	0—86	1—14
	II	44—52	13—20	21—27	0—4	0—3	3—9	—	0,5—1
	III	26—39	16—23,5	32—41,5	—	4,6—11,6	1,8—5,5	—	0,9—1,5

Исключительно широкие колебания в относительном содержании минералов и окислов наблюдаются в третичных интрузивах (см. табл. 102 и 104), что обуславливает возникновение от ультраосновных до кислых и щелочных пород и целого ряда переходных между ними разновидностей (см. табл. 87).

Третичный интрузивный комплекс Армянской зоны является классическим примером образования самых разнообразных по составу пород путем ассимиляции кислой магмой вмещающих основных вулканогенных и карбонатных отложений. О большой роли ассимиляции в формировании этого комплекса отмечено В. Н. Котляром, Ю. А. Араповым, А. Н. Соловкиным, В. Г. Грушевым, Ш. А. Азизбековым, Т. Ш. Татевосяном, Г. П. Багдасаряном, А. И. Адамяном и др.

Благодаря усиленным процессам ассимиляции среди резко преобладающей массы гибридизированных гранитоидов нормальные граниты сохранились в виде незначительных по размерам островков (Памбако-Базумская и др. группы).

В третичных гранитоидах встречаются гибридные породы, которые имеют несравненно более основной состав, чем поглощенные вмещающие эффузивы. Так, в эндоконтактах Мегринского плутона и Баргушатских интрузивов констатируются оливиновые габбро и ультраосновные породы, среди которых обособляются гнездообразные и шпирообразные выделения магнетитовых оливинитов, роговообманково-магнетитовых и других пород.

Возникновение таких более основных пород, чем поглощенные вмещающие эффузивы, В. С. Коптев-Дворников (1961) рассматривает как результат газового переноса и концентрирования в отдельных участках эндоконтактов кальция, магния и железа.

Ультраосновные и основные породы фации эндоконтактов интрузивов нередко характеризуются крупными размерами слагающих их минералов. Особенно крупные размеры имеет амфибол (до нескольких сантиметров), который обычно ассоциирует с основным плагиоклазом из ряда лабрадора и битовнита. Это все подтверждает представление о том, что летучие усиливают процессы ассимиляции.

Определенно устанавливается, что возрастание роли ас-

симиляции в направлении от ранних интрузивных комплексов к более молодым находится в причинной зависимости от амплитуды орогенических движений и температуры исходных кислых магм.

Предверхнеюрский интрузивный комплекс сформировался в более спокойной тектонической обстановке, чем нижнемеловой. Внедрение третичных гранитоидов сопряжено во времени с проявлением наиболее мощных орогенических движений, и потому в них процессы гибридизма достигают своего максимума.

Исходные кислые магмы палеозойских и мезозойских гранитоидов обладали меньшим запасом тепловой энергии, чем третичных интрузивов. Поэтому именно интенсивность контактовых изменений нарастает при переходе от ранних интрузивных комплексов к третичному. В связи с третичными гранитоидами возникли более высокотемпературные контактовые породы.

Как видно из табл. 105 и 106, в пределах отдельных геосинклинальных циклов эволюция интрузивного магматизма характеризуется определенной направленностью, состоящей в увеличении кислотности и щелочности.

В начале обычно внедряются габбро, габбро-диориты и другие основные типы, которые сменяются кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранодиоритами и в конце образуются кислые гранитные и плагиогранитные породы вплоть до аляскитов и плагиоаляскитов. Габбро, как самостоятельная фаза, нередко отсутствуют, но благодаря ассимиляции часто развиваются в эндоконтактах интрузивов.

Последовательность внедрения интрузивных пород от основных к кислым наблюдается в различных регионах СССР и является всеобщей закономерностью.

Такая направленность интрузивной деятельности объясняется убыванием во времени роли процессов ассимиляции в связи с ослабеванием орогенических движений, понижением температуры исходной кислой магмы и другими факторами.

Согласно В. С. Коптеву-Дворникову (1953, 1955), гибридные гранитоиды образовались в условиях продолжавшихся тектонических движений, в то время как вторжение магмы

Пределы колебания содержания окислов петрогенных элементов в интрузивных породах
Сомхето—Кафанской зоны

Комплекс	Группа	Фаза внедрения	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Feo	Mno	Mgo	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Пред- верхне- юрский	Шамшадинская, частью Кедабек—Дашке- санская	I	68,90—75,24	0,00—0,52	11,53—16,86	0,32—3,20	0,72—2,80	0,00—0,18	0,22—1,55	2,44—4,78	2,15—3,40	0,24—0,92
		II	68,71—76,22	0,00—0,30	11,61—15,48	0,03—2,19	0,57—3,16	0,00—0,07	0,00—2,05	0,57—3,67	2,58—4,96	1,28—2,11
		III	80,50	0,08	7,94	3,13	0,29	—	0,22	0,28	4,16	3,01
Нижнемеловой	Алавердская	I	50,50—54,52	0,11—0,99	17,81—21,57	0,16—5,5	5,82—7,06	0,03—0,2	2,21—4,88	6,8—10,0	1,68—4,50	0,88—2,24
		II	55,29—65,60	0,13—0,80	16,05—20,23	0,73—4,13	2,95—3,97	0,00—0,23	1,72—5,47	4,07—6,37	1,65—4,26	0,36—2,37
		IV	69,8—73,4	0,07—0,81	13,28—15,33	1,27—2,06	1,47—3,6	0,00—0,02	0,3—1,31	0,85—4,03	3,2—4,31	0,32—1,25
		V	74,42—79,5	0,00—0,15	9,81—13,61	0,79—3,89	0,18—0,28	0,00—0,03	0,10—0,72	0,23—0,67	3,18—4,37	3,42—3,96
	Цавская	I	48,18—67,71	0,26—1,46	14,96—21,3	2,0—5,99	0,38—8,15	0,00—0,28	0,38—5,99	0,71—7,82	2,31—6,2	0,31—2,91
		II	70,79—71,92	0,29—0,46	14,06—16,3	1,58—3,17	0,32—2,48	0,00—0,05	0,00—0,51	0,56—2,2	3,64—6,02	1,23—3,92
	Кедабек— Дашкесанская	I	48,0—50,71	0,00—0,91	16,77—21,27	0,14—3,23	4,86—6,80	0,00—0,27	4,94—7,96	9,20—11,65	2,21—3,65	0,76—1,6
		II	57,36—69,0	0,00—1,05	11,15—19,85	0,37—9,27	1,2—3,66	0,00—0,14	0,86—5,84	3,56—10,0	2,85—5,2	0,32—2,74
	Мехманинская	I	56,4—61,4	0,20—0,21	17,28—18,26	0,00—0,20	3,46—4,15	0,12—0,30	0,62—2,16	6,15—8,24	3,57—4,30	1,21—1,42
Верхнемеловой (?)	Шальва—Лачинская	I	67,80—7,23	0,00—0,35	12,65—14,41	0,7—2,87	0,00—4,21	0,00—0,1	0,86—2,81	3,32—5,18	2,56—3,41	0,36—2,0



Пределы колебаний содержаний окислов петрогенных элементов в интрузивных породах
Армянской зоны

Комплекс	Группа	Фаза внедрения	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Feo	Mno	Mgo	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Древний	Арзаканская	I	48,04 — 50,82	0,61 — 3,20	14,09 — 19,26	0,81 — 7,01	2,98 — 6,55	0,07 — 0,16	2,73 — 7,55	4,88 — 10,47	3,53 — 5,58	0,49 — 4,53
		II	72,48 — 73,50	0,23 — 0,36	13,04 — 13,76	0,0 — 1,63	1,06 — 2,42	0,02 — 0,05	0,97 — 1,94	1,60 — 2,30	1,93 — 3,82	1,80 — 3,19
		III	62,47 — 64,79	0,54 — 0,65	15,5 — 15,63	1,27 — 1,98	2,06 — 2,27	0,06 — 0,06	2,62 — 3,11	2,61 — 4,04	3,82 — 4,47	1,45 — 2,98
		IV	65,45 — 75,56	0,08 — 0,58	13,91 — 17,37	0,20 — 4,15	0,46 — 2,76	0,0 — 0,10	0,40 — 3,84	1,10 — 3,89	3,24 — 5,90	0,54 — 1,38
Третичный	Памбако— Базумская	I	44,46 — 48,24	0,27 — 1,01	11,75 — 22,33	4,53 — 6,09	3,13 — 7,81	0,05 — 0,10	3,09 — 12,72	11,81 — 16,77	0,35 — 0,52	0,11 — 0,59
		II	45,2 — 74,26	0,26 — 1,40	10,96 — 23,34	1,09 — 8,61	1,24 — 9,5	0,01 — 0,31	1,5 — 4,88	1,56 — 11,03	1,05 — 4,84	0,57 — 4,16
		III	64,7 — 68,45	0,35 — 0,43	14,62 — 18,0	0,97 — 1,01	1,49 — 1,74	0,11 — 0,12	1,31 — 1,80	2,43 — 3,78	3,08 — 4,40	4,30 — 6,09
		IV	52,8 — 67,0	0,02 — 0,57	14,48 — 24,88	0,07 — 5,72	0,17 — 3,38	0,02 — 0,42	0,08 — 2,51	0,32 — 5,36	1,31 — 9,71	2,21 — 11,05
	Мегринская	I	43,14 — 47,09	0,54 — 0,98	16,44 — 21,7	3,67 — 5,85	6,33 — 7,35	0,0 — 0,25	4,22 — 13,43	10,07 — 23,36	0,54 — 2,47	0,0 — 1,84
		II	39,86 — 61,02	0,01 — 1,64	8,51 — 27,81	0,03 — 9,30	0,24 — 8,47	0,0 — 1,23	0,09 — 15,04	0,48 — 15,68	0,82 — 10,72	0,44 — 7,92
		III	60,77 — 68,85	0,0 — 0,57	15,59 — 17,35	1,07 — 3,55	1,02 — 2,38	0,02 — 0,13	1,09 — 3,15	1,30 — 5,58	3,07 — 4,30	2,81 — 4,34
		IV	65,04 — 71,12	0,16 — 0,66	12,5 — 17,74	0,84 — 4,11	0,57 — 3,19	0,0 — 0,27	0,27 — 1,23	0,83 — 5,62	0,56 — 4,91	2,46 — 7,34
	Баргушатская	I	41,9 — 70,86	0,06 — 1,30	13,07 — 23,16	1,27 — 10,22	0,14 — 7,40	0,0 — 0,66	0,37 — 8,43	0,83 — 13,38	0,32 — 4,40	0,58 — 7,14
		II	62,96 — 64,22	0,47 — 0,50	18,82 — 18,98	1,58 — 2,12	1,74 — 2,00	0,10 — 0,10	1,05 — 1,44	3,55 — 3,90	3,90 — 4,16	3,78 — 3,84
		III	68,56 — 70,14	0,25 — 0,36	15,85 — 17,08	1,00 — 1,51	1,08 — 1,14	0,03 — 0,11	0,38 — 0,54	2,13 — 2,61	3,86 — 4,14	3,62 — 3,73
	Айюцзорская	I	45,64 — 59,16	0,39 — 1,34	17,7 — 24,09	2,08 — 5,80	2,38 — 5,28	0,08 — 0,95	1,26 — 5,35	4,33 — 13,03	1,59 — 4,67	1,5 — 5,1
		II	56,06 — 61,40	0,32 — 0,92	17,27 — 18,44	1,55 — 5,73	2,0 — 3,85	—	2,27 — 3,5	5,6 — 7,85	3,26 — 4,33	2,05 — 3,5
		III	66,6 — 68,49	0,28 — 0,4	15,65 — 15,69	1,46 — 1,60	1,7 — 1,8	0,10 — 0,12	1,05 — 4,0	2,92 — 3,16	3,40 — 3,62	4,06 — 4,08

Средние химические составы интрузивных пород Сомхето—Кафанской зоны

Комплекс	Группа	Фаза внедре- ния	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Feo	Mno	Mgo	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
Предверх- неюрский	Шамшадинская, частью Кедабек— Дашкесанская	I	71,80	0,18	14,49	1,90	1,65	0,04	1,10	3,38	3,10	0,74	
		II	73,09	0,19	12,94	1,29	1,75	0,09	1,06	1,98	3,55	1,74	
		III	80,50	0,08	7,94	3,13	0,29	—	0,22	0,28	4,16	3,01	
Нижнемеловой	Алавердская	I	52,40	0,59	19,41	3,19	6,27	0,11	3,90	8,44	2,65	1,44	
		II	62,38	0,48	18,15	2,21	3,30	0,06	2,49	5,43	3,18	1,24	
		III	66,48	0,38	16,34	1,55	2,77	0,68	0,87	3,04	4,05	2,20	
		IV	71,96	0,38	14,39	1,63	2,18	—	0,67	2,21	3,64	0,76	
		V	76,56	0,09	12,09	2,23	0,24	0,01	0,35	0,48	3,75	3,76	
	Цавская	I	59,19	0,86	17,20	3,07	3,65	0,10	2,25	4,67	4,66	1,86	
		II	71,23	0,36	14,78	2,35	1,46	0,03	0,26	1,24	4,99	2,62	
	Кедабек—Дашке- санская	I	49,81	0,64	19,66	1,83	5,54	0,11	6,15	10,19	3,07	1,07	
		II	64,44	0,43	15,56	3,11	2,26	0,02	1,90	4,97	3,70	1,70	
	Мехманинская	I	58,9	0,20	17,77	0,10	3,80	0,20	1,39	7,2	4,4	1,31	
	Верхне- меловой	Шальва—Лачинская	I	69,53	0,21	13,35	2,20	1,94	0,04	1,91	4,31	2,97	1,27

Средние химические составы интрузивных пород Армянской зоны

Комплекс	Группа	Фаза внедре- ния	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Feo	Mno	Mgo	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Древний	Арзаканская	I	49,55	1,55	16,54	3,37	5,27	0,11	5,34	8,47	4,23	1,73
		II	73,12	0,30	13,34	0,99	1,82	0,03	1,34	1,85	3,16	2,60
		III	63,97	0,60	15,57	1,69	2,17	0,06	2,70	3,36	4,17	1,78
		IV	70,50	0,27	15,79	1,89	1,54	0,06	1,44	2,57	4,58	1,09
Третичный	Памбако—Базум- ская	I	46,35	0,47	16,61	5,46	5,89	0,08	8,44	14,53	0,42	0,36
		II	61,46	0,62	15,98	3,20	3,72	0,11	3,07	5,52	3,02	2,48
		III	66,57	0,39	16,30	0,99	1,61	0,11	1,55	3,10	3,74	5,19
		IV	58,05	0,23	19,75	2,74	1,55	0,13	0,83	3,02	4,63	6,06
	Мегринская	I	45,50	0,74	18,20	4,42	6,90	0,15	9,29	15,55	1,51	0,95
		II	55,18	0,65	18,75	4,00	3,80	0,58	2,70	6,29	3,80	3,68
		III	63,65	0,36	16,57	2,31	1,98	0,06	2,25	3,99	3,62	3,65
		IV	68,39	0,35	14,95	2,14	1,68	0,08	2,76	2,77	3,42	4,05
	Баргушатская	I	54,80	0,68	19,0	4,15	3,95	0,20	3,15	6,00	3,09	3,90
		II	63,59	0,48	18,90	1,85	1,87	0,10	1,24	3,72	4,03	3,81
		III	69,29	0,30	16,66	1,45	1,10	0,08	0,46	2,33	4,03	3,68
	Айондзорская	I	56,00	0,71	18,10	3,95	3,46	0,30	2,58	6,30	3,70	3,86
II		58,58	0,60	17,97	3,49	2,70	—	2,71	6,70	3,70	2,61	
III		67,54	0,34	15,67	1,53	1,75	0,11	2,52	3,04	3,51	4,07	

нормальных и лейкокатовых гранитов имело место в более спокойной обстановке.

Представление этого автора на примере Малокавказского подвижного пояса фактическими данными вполне подтверждается. В Сомхето-Кафанской зоне наиболее поздние инъекции магмы аляскитов и гранитов, почти лишенных следов гибридизма, возникли в условиях затухания орогенических движений. Во всех антиклинориях названной зоны аляскиты и лейкокатовые граниты внедрились после полной консолидации сильно контаминированных гранитоидов. Они часто приурочены к мелким разрывным нарушениям, возникшим в пределах гибридизированных гранитоидных массивов.

Процессы ассимиляции и гибридизма наиболее интенсивно проявились в первые фазы интрузивной деятельности.

Кислая магма во время подъема по глубинным разломам благодаря взаимодействию с окружающими породами изменяет свой первоначальный состав. Степень изменения состава ее зависит от тепловой энергии самой магмы, химической контрастности ее с окружающей средой, амплитуды тектонических движений и многих других факторов.

Первая порция кислой магмы по объему обычно незначительная в связи с вновь начавшимися слабыми орогеническими движениями. Поэтому она легко загрязняется основными породами, возникшими в первой половине геосинклинального цикла, приобретая основной состав.

При перемещении магмы по магмоподводящему каналу в силу высокой температуры попавшие в расплав обломки полностью ассимилируются и гомогенизируются. Однако в ряде случаев они сохраняются и выносятся в верхние горизонты земной коры, о чем писали А. Н. Заварицкий, Е. А. Кузнецов, В. С. Коптев-Дворников, И. М. Исамухамедов и др.

Повышенная основность первых порций магмы объясняется и другими причинами: 1) они обладают высокой температурой; 2) в поясе разломов образуются раздробленные зоны, создавая благоприятные условия для ассимиляции.

Наиболее бурное развитие ассимиляции происходит в гранитоидах, внедрение которых сопряжено во времени с максимальным проявлением складчатости, сопровождающейся сильным раздроблением вмещающих пород, создающим

благоприятные условия для гибридизма. Именно поэтому они характеризуются наибольшей вариацией петрографического состава.

Поразительно большим разнообразием петрографического состава особенно отличаются третичные гранитоиды, которые по времени появления совпадают с моментами пароксизмов орогенических движений (С. И. Баласаян, 1957¹).

В соответствующих разделах показано, что поздние инъекции магмы обладали ограниченным запасом тепловой энергии, в то время как магмы ранних фаз имели большую температуру. Об этом в частности свидетельствует то, что интенсивность контактовых изменений убывает при переходе от ранних фаз к поздним по мере возрастания кислотности гранитоидов. Вокруг интрузивов ранних фаз наблюдается максимальная ширина контактовых оболочек, в которых констатируются и более высокотемпературные минеральные ассоциации.

Таким образом, убывающая роль ассимиляции в направлении от ранних фаз внедрения к поздним находится в причинной зависимости, главным образом, от уменьшения во времени запаса тепловой энергии исходной кислой магмы и ослабления складчатости.

В третичном интрузивном комплексе участвуют также порфировидные граниты и щелочные породы¹.

В образовании щелочных пород процессы ассимиляции играли решающую роль, о чем сказано в работах В. Н. Котляра, А. И. Адамяна, Т. Ш. Татевосяна, Г. П. Багдасаряна и автора.

В этом отношении примечательны щелочные породы Баргушатской группы, возникшие, по Т. Ш. Татевосяну, в апикальной части небольшого гранитного штока, прорывающего известняки. Геологическое положение, минералогический состав (наличие эгирина-диопсида, волластонита, граната, кальцита) и др. не оставляют никакого сомнения об их происхождении путем ассимиляции гранитной магмой известняков.

¹ Вопрос происхождения щелочных пород Армении здесь не рассматривается, так как ему посвящены специальные работы ряда исследователей.

В одной из наших статей мы сделали предположение о том, что щелочные породы Памбако-Базумской группы образовались благодаря ассимиляции и внезапному нарушению давления в связи с возникновением тектонических разрывов.

Как известно, для объяснения генезиса порфиroidных гранитов были выдвинуты различные гипотезы. По представлению Левинсон-Лессинга, они образуются путем кристаллизации избыточных против-эвтектики компонентов в гранитной магме.

За последнее десятилетие более широкое распространение получило толкование генезиса порфиroidных гранитов в результате метасоматоза. Образование их метасоматическим путем объясняют Б. М. Куплетский, Ю. И. Половинкина, Н. Г. Судовиков, Рид, Андерсен, Вегман, Нокколдс и др. Такого же мнения придерживаются А. И. Адамян (1949²) и Г. П. Багдасарян (1955) для объяснения генезиса армянских порфиroidных гранитов.

Почти все эти авторы считают, что имело место более позднее возникновение крупных порфиroidных вкрапленников калиевого полевого шпата, поскольку они обладают извилистыми ограничениями, включают в себя кристаллы других минералов, несущие следы явлений резорбции и, наконец, наблюдается корродирующее действие вкрапленников на все окружающие минералы.

В рассматриваемых нами порфиroidных гранитах крупные вкрапленники калиевого полевого шпата имеют более или менее правильные кристаллографические очертания. Они нередко замещаются кварцем основной массы, включающем в себя их незамещенные реликты с контурами разъедания. Это обстоятельство исключает возможность более позднего образования порфиroidных вкрапленников калиевого полевого шпата метасоматическим путем и указывает на раннее выделение вкрапленников по отношению к полнокристаллической основной массе породы. Кроме того, в порфиroidных гранитах никакого корродирующего воздействия вкрапленников на окружающие минералы не наблюдается (С. И. Баласаян, 1955¹).

С позиций метасоматического происхождения порфиroidных гранитов трудно объяснимыми являются также уди-

вительно равномерное распределение порфиroidных выделений калиевого полевого шпата по крупным массивам, факт наличия большого количества вкрапленников плагиоклаза из ряда андезина, обладающих вполне идиоморфными очертаниями и, несомненно, возникшими до основной массы породы.

Доводы, говорящие против метасоматического способа образования порфиroidных гранитов Баргушатской группы и Мегринского массива можно найти в работах Т. Ш. Тавосяна.

На основании приведенных данных, мы склонны объяснить Левинсон-Лессинга происхождения порфиroidных гранитов считать более применимым в рассматриваемом нами случае (С. И. Баласанян, 1955¹).

Проблема происхождения жильных пород до сего времени является дискуссионной. Имеется более или менее общепринятое толкование относительно генезиса лейкократовой серии жильных пород. Последние обычно рассматриваются как продукты кристаллизации остаточной порции гранитной магмы в пределах отдельных массивов.

Среди геологов существуют разногласия в отношении генезиса меланократовых жильных пород. При объяснении генезиса их многие исследователи (А. Н. Заварицкий, Б. М. Куплетский, В. С. Коптев-Дворников и др.) большое значение отводят процессам гибридизма и ассимиляции. В пользу такого представления имеется много убедительных фактов.

После завершения кристаллизации каждой инъекции кислой магмы наступал этап проявления жильных пород, внедрение которых в связи с тектоническими подвижками происходило по крутопадающим трещинам в пределах преимущественно остывших интрузивов и их экзоконтактных зон.

Несмотря на то, что не намечается строго определенной возрастной последовательности и констатируется чередование во времени кислых и основных типов жильных пород, но резко преобладающая масса меланократовой серии жил возникла значительно позже лейкократовой.

Следовательно, общая возрастная последовательность жильного комплекса заключается в смене лейкократовых кислых представителей (первый этап) меланократовыми основ-

ными (второй этап), хотя она осложнена некоторыми отклонениями.

Первый этап жильной фазы завершается образованием мелких неправильных кварцевых жил, принадлежащих к нескольким генерациям. Они локализируются в пределах кислых интрузивов, часто ассоциируют с жильными породами I этапа и пересекают их. Некоторые из них характеризуются наличием медно-пиритовой, реже медно-молибденовой (Кохбский массив) минерализацией.

Жильные породы второго этапа возникли после полной консолидации обнажающихся интрузивов, о чем свидетельствуют следующие данные: а) они секут контактово-метаморфические породы, сами оставаясь свежими; б) во многих местах отчетливо рвут интрузивные породы, включая в себя их оплавленные обломки; в) обычно образуют крупные дайки с отчетливо выраженными закаленными краями.

На примере Алавердского района устанавливается, что часть жильных пород второго этапа определенно возникла не только после кристаллизации внешней оболочки массивов, но и после затвердевания значительно глубоких их горизонтов.

Это доказывается по факту наличия ксенолитов интрузивных пород в жильных образованиях второго этапа, расположенных как в глубоко эродированных, так и высоких частях интрузивов.

В районе Кохбского массива имеются крупные кварцевые жилы, содержащие пирит, халькопирит, редко сфалерит, галенит, золото и серебро. По мощности и длине они не уступают дайкам второго этапа. Встречаются и мелкие кварцевые жилы либо с баритовым (иногда с золотом), либо гематитовым (иногда с пиритом, халькопиритом и золотом) оруденением. Все эти кварцевые жилы локализируются в экзоконтактовой, реже эндоконтактовой зонах Кохбского массива и, по-видимому, связаны с жильными образованиями второго этапа.

Согласно В. С. Коптеву-Дворникову (1955), подобные кварцевые жилы завершают серию жильных пород второго этапа.

Факт наличия нескольких генераций одних и тех же жильных пород и чередование во времени меланократовой и лейкократовой серий жильных пород свидетельствует о возникно-

вании на конечных стадиях эволюции магмы обособленных на различных глубинах локальных очагов.

Образование на поздних стадиях охлаждения магматического расплава изолированных очагов подтверждается детальными исследованиями многих геологов (В. С. Коптев-Дворникова, 1955, 1961; М. Б. Бородаевской 1955, 1958; М. А. Фаворской, 1957; М. М. Повилайтис, 1957 и др.), хотя в настоящее время трудно объяснить причины подобного обособления.

Отщепление и интродуирование в верхние затведревшие участки интрузивов и их экзоконтактовые зоны магмы из обособленных очагов носили пульсирующий характер в связи с прерывистостью тектонических движений.

Состав изолированных очагов, вероятно, находился в причинной зависимости от глубины их расположения. Значительный отход меланократовых даек от обнажающихся интрузивов может указать на возникновение очагов основного состава в более глубоких частях. Лейкократовая кислота серия жильных пород обычно является наиболее ранним образованием, что, возможно, объясняется меньшей глубиной расположения их очагов по сравнению с очагами меланократовых основных даек.

Таким образом, причина разнообразия жильных пород и чередование во времени даек разного петрографического состава, возможно, объясняются возникновением на разных глубинах обособленных очагов и их пульсирующей деятельностью в связи с прерывистостью тектонических движений.

Жильная фаза первого этапа в связи с сильно контаминированной до габрового состава ранней инъекцией магмы не проявлена (Алавердская, Кедабек-Дашкесанская, Памбако-Базумская и др. группы). Это, видимо, объясняется тем, что в результате интенсивных процессов ассимиляции исходная аляскитовая магма полностью теряет свой первоначальный состав до значительных глубин, что в свою очередь препятствует образованию локальных очагов кислого состава.

Жильная фаза второго этапа не проявлена в аляскитовых и нормальных гранитах. Это также является веским доказательством в пользу гибридного происхождения жильных пород второго этапа. Граниты и аляскитовые граниты возникли

в условиях затухающих орогенических движений и в них, как было отмечено, отсутствуют видимые признаки ассимиляции.

Согласно А. Н. Заварицкому (1950¹), аплиты представляют инъекции незастывшего остатка той же гранитной магмы интрузива, кристаллизовавшиеся при резком изменении условий среды.

Однако с позиций такого представления невозможно объяснить наличие большого количества аплитов в кварцевых диоритах нижнемелового интрузивного комплекса Сомхето-Кафанской зоны, которые по кислотности резко отличаются от вмещающих интрузивных пород.

Образование аплитов и жильных гранитов В. С. Коптев-Дворников (1955, 1958) рассматривает, как сложный процесс, связанный с дифференциацией в тех глубоких частях гранитных массивов, которые испытали до этого частичную кристаллизацию.

По В. С. Коптеву-Дворникову, жильные породы второго этапа происходят из более глубоко залегающих внутрикоровых камер гранитной магмы, а вещественный состав их является результатом совокупного действия ассимиляции, гибридизма и дифференциации. В пользу этого представления в настоящей работе приведено много конкретных доказательств.

Необходимо отметить о возможности образования обособленных очагов основного состава и в горизонтах становления гибридизированных гранитоидов. Об этом свидетельствует наличие в крупных кварц-диоритовых массивах нижнемелового возраста Сомхето-Кафанской зоны меланократовых жильных пород, локализованных исключительно в пределах интрузивов и характеризующихся более мелкими размерами, отсутствием закаленных краев и среднезернистым строением. По всей вероятности, они примерно одновременны с жильными породами первого этапа.

Согласно существующим представлениям, главными источниками рудных компонентов являются магматические очаги, т. е. те глубокие части земли, в которых путем переплавления образуются магмы.

Рудные элементы привносятся также глубинными эманациями (Д. С. Коржинский, В. А. Николаев), возникающими из

недр земли благодаря гравитационной ее дифференциации (Д. С. Коржинский).

Допускается и возможность заимствования некоторой части рудных элементов из вмещающих пород на горизонтах становления гранитоидов (Х. М. Абдуллаев, В. В. Ляхович, Ф. Н. Шахов и др). Следует учесть то обстоятельство, что эта возможность может претвориться в действительность в том случае, если содержание рудных компонентов во вмещающих породах значительно выше, чем в интрузирующей магме. В противном случае, как указывает В. С. Коптев-Дворников, при ассимиляции такого материала может происходить, наоборот, рассеяние рудных компонентов.

В изучении генетических связей эндогенного оруденения с магматизмом особое место занимает вопрос о времени отщепления рудного вещества в сложной цепи магматических процессов.

Изучение взаимоотношений рудных тел с изверженными породами показывает, что в огромном большинстве случаев рудообразование является завершающим звеном магматических явлений. Доказательством этому служит отщепление гидротермальных растворов на поздних стадиях эволюции магматической деятельности. Примечательно, что деятельность фумаролов и сольфатаров действующих вулканов также усиливается вслед за появлением кислых излияний.

Обособление от магмы рудного вещества на поздних стадиях развития магматических явлений объясняется прогрессирующим накоплением летучих и дальнейшим переходом их в гидротермальные растворы, через которые совершаются миграция и накопление рудных элементов в благоприятных структурно-литологических условиях. В случае отсутствия таких условий может произойти рассеяние рудного вещества. Такое распыление рудных компонентов имело место, по данным И. Н. Ситковского, в пределах Шамшадинского антиклинария.

Гидротермальные процессы и связанные с ними рудообразования могут проявляться только в условиях огромного количества воды. Однако результаты экспериментальных исследований указывают на незначительную растворимость воды в силикатном расплаве.

Это затруднение при толковании образования гидротермальных растворов устраняется, если допустить, что при прохождении магмы в верхние структурные зоны подвергаются также обогащению водой со стороны окружающих пород, обладающих большими ресурсами. На возможность поступления воды и летучих в магму из окружающих пород указывали Н. Г. Судовиков, Ф. В. Сыромятников, В. С. Коптев-Дворников, В. А. Николаев и др.

Потенциальная возможность проявления гидротермальной деятельности особенно увеличивается в самых верхних горизонтах земной коры, в которых имеются большие ресурсы воды благодаря циркуляции подземных вод.

Это положение доказывается на примере изучения гранитоидов Сомхето-Кафанской зоны, где устанавливается приуроченность наиболее интенсивно гидротермально измененных пород к близповерхностным малым телам кварцевых альбитофиров и интрузивам, образовавшимся на незначительных глубинах.

Интересно отметить, что при уменьшении глубины формирования интрузивов мощность контактовой зоны роговиков резко сокращается, но возрастает сфера влияния гидротермальных растворов. В некоторых случаях даже отсутствует контактовая полоса роговиков. Кроме того, продукты гидротермальной деятельности обычно широко развиты в зонах раздробления и других тектонически нарушенных участках, вполне благоприятных для проникновения подземных вод.

Таким образом, в мобилизации рудных элементов, находящихся первоначально в рассеянном состоянии в магме, решающее значение должно быть отведено летучим и гидротермальным растворам, которыми осуществляется также перенос и накопление рудных металлов в благоприятных структурно-литологических условиях.

Подтверждением представления о выносе и дальнейшей концентрации рудных элементов из расплава является наличие в рассеянном распределении этих же элементов в гранитоидах, с которыми тесно связаны рудные месторождения.

Из вышеизложенного явствует, что обособление жильных пород и рудного вещества от магмы, имеющее место многократно, отвечает конечным стадиям интрузивного магматизма.

Поэтому нам наиболее вероятным представляется вывод о том, что на поздних стадиях развития интрузивной деятельности в условиях прогрессирующего накопления летучих на различных глубинах возникают обособленные очаги, действиям которых обязаны процессы дайкообразования и оруденения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный в предлагаемой работе фактический материал позволяет сделать ряд общих выводов и наметить пути дальнейших исследований в области магматической петрографии республики.

1. На примере Армении вполне отчетливо устанавливается тесная связь между формой проявлений магматизма и характером тектонических движений.

2. Все имеющиеся данные свидетельствуют о существовании в природе трех самостоятельных магм—ультраосновной, основной и кислой, которые возникают в различных глубинах литосферы и проявляются в определенные моменты истории земной коры. Рождение кислой магмы гранитоидов и внедрение ее в верхние структурные ярусы сопряжено во времени со складчатостью. Ультраосновная и основная магмы появляются в первой половине геосинклинального цикла, в периоды прогибания в связи с нисходящими эпейрогеническими движениями. Проникновение кислой магмы отчасти имеет место и в доорогенный период в моменты развития восходящего эпейрогенеза.

3. Для магматических пород Армении приложение теории кристаллизационной дифференциации встречает ряд серьезных затруднений. Наблюдаемые факты получают достаточно удовлетворительное объяснение с позиций ассимиляционной теории. Имеется много конкретных доказательств, говорящих о беспорном петрогенетическом значении процессов ассимиляции.

4. Гранитизация также играла некоторую роль в образовании пород магматического облика. Признавая реальность процессов гранитизации, мы отнюдь не можем рассматривать их в качестве самостоятельного явления. Гранитизация яв-

ляется одним из проявлений постмагматической деятельности интрузивного магматизма.

5. Во всех разновозрастных интрузивных комплексах Малого Кавказа исходной является кислая (аляскитовая или плагиоаляскитовая) магма, которая во второй половине геосинклинального цикла благодаря ассимиляции превращается в гибридизированные магмы различного состава, вплоть до габбрового.

6. Ход процессов ассимиляции находится в причинной зависимости от характера и интенсивности тектонических движений, запаса тепловой энергии исходной магмы, термодинамических условий окружающей среды, глубины кристаллизации магмы и др.

7. Интрузивный магматизм всех этапов носит многофазный характер и имеет в общих чертах одинаковую направленность, состоящую в прогрессивном возрастании кислотности и щелочности пород от ранних к поздним инъекциям (фазам). Такая направленность интрузивной деятельности объясняется убыванием во времени роли процессов ассимиляции в связи с ослабеванием складчатости и понижением запаса тепловой энергии исходной кислой магмы.

8. Совокупность многих данных позволяет обосновать происхождение гранитоидов, кислых эффузивов и оруденения из единых источников, возникающих путем выплавления силикатной оболочки. О генетическом единстве этих образований, в частности, говорят территориальная и геолого-структурная сопряженность и общая петрохимическая и геохимическая специфика их.

9. Устанавливается связь колчеданного оруденения меди, полиметаллов и бария с кислыми магматическими породами (субвулканическими и интрузивными) отчетливо выраженно натрового облика, медно-молибденового оруденения с интрузивами калинатрового характера, низкотемпературного золоторудного и мышьякового-сурьмяно-ртутного (локально уранового) — с умереннокислыми экструзиями натри-калиевого облика. Это следует считать, как оценочные критерии для всего Малого Кавказа в целом.

10. Разновозрастные магматические породы характеризуются рядом отличительных химико-минералогических, гео-

химических и металлогенических особенностей, что свидетельствует о поступательном развитии земной коры.

В работе рассмотрены некоторые сложные вопросы петрогенезиса, в том числе и проблемы происхождения гранитоидов. Автор, конечно, не задался целью разрешить эту сложную проблему петрогенезиса, которая является предметом оживленной дискуссии на протяжении более столетия и по сей день далека от разрешения, а только на примере Армении изложил свои представления по данной проблеме. Мы вполне отдаем себе отчет о шаткости ряда выдвинутых положений, ибо мы еще далеко стоим от познания истинной природы сложных магматических явлений.

Разрешение сложной проблемы происхождения гранитоидов и других изверженных пород требует проведения дальнейших углубленных минералогических, петрохимических и геохимических исследований интрузивных, жильных и эффузивных пород. Следует начать систематические геохимические изучения эффузивов, палеозойских гранитоидов и третичных интрузивов Баргушатской, Айюцзорской и Памбако-Базумской групп.

В тесной увязке с геологическими исследованиями необходимо более обстоятельно выяснить тектоническую обстановку формирования магматических пород и усилить начатые работы по определению абсолютного возраста этих образований.

Глубокое познание явлений ассимиляции представляет большой научный и практический интерес, поскольку специфика вещественного состава изверженных пород, как было видно, определяется большей частью этими процессами. Поэтому в дальнейшем следует обращать больше внимания на роль ассимиляции в петрогенезисе магматических пород Малого Кавказа, чем это имело место до сих пор.

Особое значение нужно придавать дальнейшим изучением явлений контактового взаимодействия магмы с боковыми породами и ксенолитами, которые могут пролить свет на многие вопросы петрогенезиса. А между тем эти процессы очень слабо освещены в существующей литературе по петрографии республики.

Чтобы в полной мере познать металлогению Малого Кавказа и более обстоятельно выяснить генетическую связь ору-

денения с интрузивами, необходимо: а) провести специальные исследования по выяснению отношения рудной минерализации к жильным образованиям в пределах крупных месторождений; б) еще глубже изучать геохимическое родство рудных тел и интрузивов; в) начать систематическое изучение изотопического состава элементов в магматических породах и связанных с ними рудных формациях.

В целях разрешения многих спорных, открытых и недостаточно изученных вопросов наступила пора приступить к проведению в широких масштабах целеустремленных комплексных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Р. Н. Абдуллаев*, О среднеюрском вулканизме кислой магмы Малого Кавказа, Изв. АН Азерб. ССР, № 8, 1955.
- Р. Н. Абдуллаев*, Об абсолютном возрасте некоторых интрузивных образований Малого Кавказа, ДАН Азерб. ССР, № 3, 1958¹.
- Р. Н. Абдуллаев*, Мезозойский вулканизм Малого Кавказа, Советская геология, № 7, 1958².
- Р. Н. Абдуллаев*, Мезозойские вулканические формации Азербайджана, Проблемы вулканизма, Материалы к I Всесоюзн. вулканологич. совещ., Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Р. Н. Абдуллаев*, Основные черты геологии и петрографии мезозойских гранитоидных интрузивов северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан), Советская геология, № 6, 1961.
- Х. М. Абдуллаев*, К вопросу о металлогеническом значении дайковых образований, Зап. Узб. отд. ВМО, вып. 6, 1954¹.
- Х. М. Абдуллаев*, Генетическая связь оруденения с гранитоидными интрузиями, Госгеолтехиздат, 1954².
- Г. В. Абих*, Несколько замечаний об Алавердском и Шамлугском рудниках в Сомхетин, Горн. журнал, № 2, 1856.
- Г. В. Абих*, Геология Армянского нагорья, Зап. Кавк. отд. геогр. общ. кн. XXI, 1839.
- С. Б. Абовян*, Ультраосновные и основные интрузивы Армянской ССР, Фонды ИГН АН Арм. ССР, 1960.
- А. И. Адамян*, Об образовании полевошпатовых вкрапленников в порфировидных гранитах Мегринского района Армянской ССР, Изв. АН Арм. ССР, т. II, № 1, 1949.
- А. И. Адамян*, Петрография щелочных пород Мегринского района Армянской ССР, Изд. АН Арм. ССР, 1955.
- Э. Б. Аджимамудов*, О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа, ДАН Арм. ССР, т. XXIV, № 4, 1957.
- Г. Д. Аджирей*, Отчет о структурной съемке на медных месторождениях Алаверди и Шамлуг в Армении, Фонды Арм. ГУ, 1938.
- Н. Р. Азарян*, Стратиграфическая схема юрских отложений Алавердского рудного района, Изв. АН Арм. ССР, т. XII, № 4, 1959.

- Ш. А. Азизбеков, Кварцевые порфиры северо-восточной части Малого Кавказа, Изв. Азерб. ФАН, № 8, 1943.
- Ш. А. Азизбеков, Основные черты петрологии северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан), Изв. АН СССР, сер. геол. № 2, 1944.
- Ш. А. Азизбеков, Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа, Изд. АН Азерб. ССР, 1947.
- Ш. А. Азизбеков, Юрские эффузивные породы северо-восточной части Малого Кавказа, Геология Азербайджана (петрография), Изд. АН Азерб. ССР, 1952¹.
- Ш. А. Азизбеков, Эффузивные породы мелового возраста северо-восточной части Малого Кавказа, Геология Азербайджана (петрография), Изд. АН Азерб. ССР, 1952².
- Ш. А. Азизбеков, Кислые интрузии северо-восточной части Малого Кавказа, Геология Азербайджана (петрография), Изд. АН Азерб. ССР, 1952³.
- Ш. А. Азизбеков, Конгуро-Алангезская полифазная интрузия. Геология Азербайджана (петрография), Изд. АН Азерб. ССР, 1952⁴.
- Ш. А. Азизбеков, Метаморфические породы кислых и средних интрузий Малого Кавказа. Геология Азербайджана (петрография), Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
- В. Т. Акопян, К стратиграфии нижнемеловых отложений юго-восточной Армении, Изв. АН Арм. ССР, № 1, 1958.
- Ю. А. Арапов и В. Г. Зорабян, О нефелиновых сиенитах в восточной части Мегринского района, Изв. Арм. фил. АН СССР, № 8, 1942.
- Ю. А. Арапов, К петрографии сиенито-диоритов в районе г. Каладаш, Изв. АН Арм. ССР, № 5—6, 1944.
- А. Т. Асланян, Новые данные по стратиграфии и тектонике Алавердского рудного района, Изв. АН Арм. ССР, № 10, 1946.
- А. Т. Асланян, О возрасте эффузивных кварцевых порфиров Малого Кавказа, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1949¹.
- А. Т. Асланян, Стратиграфия юрских отложений северной Армении, Изд. АН Арм. ССР, 1949².
- А. Т. Асланян, О возрасте вулканогенной толщи центральной части Малого Кавказа, Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1949³.
- А. Т. Асланян, Новые данные по неогеновой тектонике Малого Кавказа (Армения), ДАН Арм. ССР, т. XII, № 2, 1950¹.
- А. Т. Асланян, О возрасте Алавердской туфопорфировой толщи и Локского гранитного массива. ДАН Арм. ССР, т. XI, № 4, 1950².
- А. Т. Асланян, О глубине формирования интрузивных комплексов Армении, Тр. Ер. ПИ, № 1, 1955.
- А. Т. Асланян, Региональная геология Армении, Айветрат, 1958.
- А. Т. Асланян, О возможности гравитационной дифференциации магмы, Тр. Арм. ГУ, № 2, 1959¹.
- А. Т. Асланян, А. Т. Вегуни, С. А. Исабян, Э. Г. Малхасян, Мио-плиоценовые экструзии Армянской ССР, Тр. АН Груз. ССР, 1959².

- А. А. Атабекян*, Об открытии верхнеюрских отложений в междуречье средних течений р. Агстев и Гасан-су (Армения), ДАН СССР, т. 46, № 3, 1954.
- Г. Д. Афанасьев*, Некоторые особенности развития магматизма Северо-кавказской складчатой области, Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
- Г. Д. Афанасьев*, Проблема гранитоидов и некоторые вопросы связанной с ними металлогении, Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. I Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН СССР, 1955.
- Г. Д. Афанасьев, Р. Н. Абдуллаев, Г. П. Багдасарян* и др. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа., Мат. XXI, между геол. конгр. проб. 3, 1960.
- Г. П. Багдасарян*, Петрогенетические особенности порфирировидных сиенитогранитов Амзачимарской интрузии в Армянской ССР, Изв. АН Арм. ССР, т. VIII, № 2, 1955.
- Г. П. Багдасарян*, О возрасте некоторых интрузий Армении по данным геологических исследований и радиологических определений (аргоновым методом), Тр. VII сессии комиссии по опред. абс. возр. геол. форм, АН СССР, 1960.
- С. И. Баласанян*, Петрографические исследования интрузивных пород района Геджалинского хребта, Канд. диссертация, Библ. Ер. ГИ, 1953¹.
- С. И. Баласанян*, К генезису интрузивных пород Памбакского и Геджалинского хребтов. Изв. АН Арм. ССР, т. VIII, № 3, 1955¹.
- С. И. Баласанян*, Строение Геджалинского гранитоидного интрузива северной Армении, Тр. Ер. ГУ, т. 52, вып. 2, 1955².
- С. И. Баласанян*, Роль зонарных плагиоклазов в познании теплового режима магмы, ДАН СССР, т. 106, № 5, 1956¹.
- С. И. Баласанян*, К вопросу о возрасте абиссальных и гипабиссальных пород Алавердского района, ДАН Арм. ССР, т. XXII, № 2, 1956².
- С. И. Баласанян*, К генезису основных дайковых пород Армении и прилегающих участков Малого Кавказа, Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1956³.
- С. И. Баласанян*, Новые данные о возрасте интрузивных пород Армянской части Сомхето-Карабахской тектонической зоны, ДАН Арм. ССР, т. XXIII, № 2, 1956⁴.
- С. И. Баласанян*, Шаровые габбро Геджалинского хребта в Армении, Изв. АН Арм. ССР, т. IX, № 4, 1956⁵.
- С. И. Баласанян*, Интрузивы северной части Алавердского рудного района. Фонды Арм. ГУ, 1956⁶.
- С. И. Баласанян*, Характеристика средних химических составов разновозрастных интрузивных комплексов Армянской части Малого Кавказа, Тезисы докладов научной сессии Ер. ГУ, изд. Ер. ГУ, 1957¹.

- С. И. Баласанян*, Особенности вещественного состава продуктов эффузивного магматизма Армении и прилегающих частей Малого Кавказа, Тезисы докладов научной сессии Ер. ГУ, Изд. Ер. ГУ, 1957².
- С. И. Баласанян*, Необычное поведение биотита в схеме кристаллизации породообразующих минералов. ДАН Арм. ССР, т. XXIV, № 5, 1957³.
- С. И. Баласанян*, Причины возникновения мирмекитов и микропегматитовых структур в гранитоидах Армении, ДАН Арм. ССР, т. XXV, № 1, 1957⁴.
- С. И. Баласанян*, Щелочные породы Геджалинского хребта северной Армении, Тр. ЕрГУ, т. 59, вып. 3, 1957⁵.
- С. И. Баласанян*, Реакционные взаимоотношения и их роль в познании последовательности выделения минералов, Тр. Ер. ГУ, т. 59, вып. 3, 1957⁶.
- С. И. Баласанян*, Метасомические процессы в связи с мезозойским интрузивным комплексом Армении, Тезисы докладов научной сессии Ер. ГУ. Изд. Ер. ГУ, 1958.
- С. И. Баласанян*, Средние составы магматических пород Армении, Геохимия АН СССР, № 3, 1959¹.
- С. И. Баласанян*, В редакцию «Изв. АН СССР», Изв. АН СССР, сер. геол. № 6, 1959².
- С. И. Баласанян*, Характер изменения петрогенных элементов в продуктах мезо-кайнозойских эффузивных циклов Армении и прилегающих к ней частей Малого Кавказа, Тр. Арм. ГУ, т. 2, 1959³.
- С. И. Баласанян*, Основные черты химизма магматических пород Армении, Тезисы докладов III объединенной научной сессии Тбилисского, Азербайджанского и Ереванского университетов, Изд. Ер. ГУ, 1960¹.
- С. И. Баласанян*, К вопросу о генетической связи оруденения с интрузиями северной Армении, Тр. НИГМИ, вып. 1, 1960².
- С. И. Баласанян*, Интрузивы Сомхето-Кафанской зоны, Фонды Арм. ГУ, 1960³.
- С. И. Баласанян*, К петрографии интрузивных пород Алавердского района Армянской ССР, Изв. АН Арм. ССР, т. XIV, № 1, 1961¹.
- С. И. Баласанян*, Химический состав продуктов эффузивного магматизма Армении, Тр. Ер. ГУ, т. 75, вып. 4, 1961².
- С. И. Баласанян*, Характеристика химического состава разновозрастных интрузивных комплексов Армении, Тр. Ер. ГУ, т. 75, вып. 4, 1961³.
- С. И. Баласанян*, Петрографическая характеристика пород Кохбской интрузии, Тр. Ер. ГУ, т. 75, вып. 4, 1961⁴.
- М. П. Бархатова, М. В. Гзовский, П. Ф. Сопко, С. А. Юшко*, Предварительный отчет по работе колчеданные медные месторождения Малого Кавказа (Алавердский район), Фонды Армцветметразведки, 1944.

- Ю. А. Билибин, *Металлогенические провинции и металлогенические эпохи*, Госгеолтехиздат, 1955.
- М. Б. Бородаевская, *Некоторые вопросы геологии, петрогенезиса и металлогении малых интрузий поздних этапов развития тектономагматического цикла. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых*, Тр. I Всесоюз. петрогр. совещ., Изд. АН СССР, 1955.
- Боуэн, *Эволюция изверженных пород*, Изд. ОНТИ, 1934.
- Л. А. Гарданянц, *Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1 : 1000.000*, Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. X, 1955.
- Б. С. Вартапетян, *К вопросу о структуре Тежсарского массива щелочных интрузий*, Тр. Ер. ГУ, т. 59, вып. 3, 1957¹.
- Б. С. Вартапетян, *Закономерность в распределении медного оруденения на территории Армянской ССР*, Тезисы докладов научн. сессии Ер. ГУ, Изд. Ер. ГУ, 1957³.
- Б. С. Вартапетян, *Новые участки кварцевых порфиров в районе Ахтальского месторождения Армянской ССР, ДАН Арм. ССР*, т. XXVII, № 1, 1958.
- Б. С. Вартапетян, *К вопросу об условиях формирования колчеданного оруденения в Армянской ССР*, Тезисы докладов III объединенной научной сессии Тбилисского, Азербайджанского и Ереванского университетов, Изд. Ер. ГУ, 1960¹.
- Б. С. Вартапетян, *Структурный контроль эндогенного оруденения на территории Армянской ССР*, Тр. НИГМИ, вып. 1, 1960².
- Н. Б. Вассоевич, *О тектонических комплексах Грузии*, Изв. геогр. общ. вып. 3, 1937.
- Е. М. Великовская, Л. Н. Леонтьев, Е. Е. Милаковский, *К вопросу о стратиграфии четвертичных лав Малого Кавказа*, Сб. памяти А. Н. Мазаровича, Изд. МОИП, 1953.
- А. П. Виноградов, *Закономерности распределения химических элементов в земной коре*, Геохимия АН СССР, № 1, 1956.
- Ф. И. Вольфсон, *К вопросу о соотношении оруденения эндогенных месторождений с дайками интрузивных пород*, Тр. Моск. ин-та цветн. металл. и зол. им. Калинина, № 25, 1955.
- А. А. Габриелян, *К истории тектонического развития Армении в третичное время*, ДАН СССР, т. VIII, № 2, 1946.
- А. А. Габриелян, *О новейших тектонических движениях в Армении*, Тр. Ер. ГУ, т. XXX, 1950.
- А. А. Габриелян, *О геотектоническом районировании Армении*, Вопросы геологии и гидрогеологии Арм. ССР, Изд. АН Арм. ССР, 1956¹.
- А. А. Габриелян, *Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород*, Изв. АН Арм. ССР, т. IX, № 2, 1956².

- А. А. Габриелян*, Севано-Зангезурский глубинный разлом и его геологическое значение, ДАН СССР, т. 106, № 3, 1956³.
- А. А. Габриелян*, Тектонические комплексы Армении. Тр. совещ. по тектонике альпийской геосинклинальной области юга СССР, Изд. АН Азерб. ССР, 1956⁴.
- А. А. Габриелян*, Основные вопросы тектоники Армении, Изд. АН Арм. ССР, 1959¹.
- А. А. Габриелян*, Связь эффузивного вулканизма с тектоникой (на примере Малого Кавказа), Проблемы вулканизма. Материалы к I Всесоюзн. вулканолог. совещ., Изд. АН Арм. ССР, 1959².
- А. А. Габриелян*, Эффузивный вулканизм и тектоника, Изв. АН Арм. ССР, т. XIII, № 1, 1960¹.
- А. А. Габриелян*, Палеоген и неоген Армянской ССР (итоги изучения и очередные задачи), Изв. АН Арм. ССР, т. XIII, № 6, 1960².
- П. Д. Гамкрелидзе*, Общие соображения о геотектоническом строении Грузии, Тр. ин-та геол. и минер., АН Груз. ССР, 1951.
- Т. А. Гасанов*, Фауна и стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа в междуречье Ахыджачай и Кюрахчай (автореферат), Изд. АН Азерб. ССР, 1954.
- А. С. Гинзберг*, Петрография республики Армении. Петрография СССР, сер. 1, рег. петрог., вып. 2, 1935.
- Г. О. Григорян*, Минералого-геохимическая характеристика типов и формаций руд северной части Армянской ССР, Тезисы докладов III объединенной научной сессии Тбилисского, Азербайджанского и Ереванского университетов, Изд. Ер. ГУ, 1960.
- В. Г. Грушевой*, Алавердское медное месторождение в Закавказье, Тр. ГГРУ, вып. 1, 1930.
- В. Г. Грушевой*, Медные месторождения Алавердского района ССР Армении, Тр. ЦНИГРИ, вып. 36, 1935.
- В. Г. Грушевой*, Интрузия кварцевого диорита у сел. Кульи и Шнох Алавердского района АрмССР, Матер. ЦНИГРИ, 1941¹.
- В. Г. Грушевой*, Интрузивные породы юго-восточной части Армянской ССР и восточной части Нах. АССР, Интрузивы Закавказья, Тр. Груз. ГУ, вып. II, 1941².
- В. Г. Грушевой*, Интрузивные породы Армянской ССР (северная часть Армении и соседний район Грузии), Тр. Груз. ГУ, вып. II, 1941³.
- А. О. Гукасов*, Основные черты строения Армянского нагорья, Зап. Кавк. отд. русск. геогр. общ., кн. XII, вып. 1, 1901.
- А. М. Даминова*, Геологические закономерности развития магматизма и связочной с ними эндогенной минерализации на Таймырском полуострове, Вопросы магматизма и металлогении ССР, Матер. ко II Всесоюзн. петрограф. совещ., Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- А. И. Джанелидзе*, К вопросу о геотектоническом расчленении Грузии, Вопросы петрографии и минералогии, т. 1, изд. АН СССР, 1953.

- Г. С. Дзоценидзе*, О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых (на примере Грузии), Вопросы магматизма и металлогении СССР, матер. к II Всесоюз. петрограф. совещ. Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- Г. С. Дзоценидзе*, Юрский вулканизм Закавказья. Проблемы вулканизма. Матер. к I Всесоюз. вулканолог. совещ. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- А. Л. Додин*, Геологическое строение Алавердско-Садахлинского района. Тр. ВНИИМС, вып. 88, 1935.
- Р. Дэли*, Изверженные породы и глубины земли, Изд. ОНТИ, 1936.
- А. Н. Заварицкий*, Аплиты и граниты., Зап. ВМО, № 2, 1950¹.
- А. Н. Заварицкий*, Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950².
- Г. М. Заридзе*, О происхождении кавказских гранитоидов и их рудоносности, Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. I Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН СССР, 1955.
- Г. М. Заридзе*, О некоторых метасоматических дайках и малых интрузиях Кавказа, Вопросы магматизма и металлогении СССР, Матер. к II Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- Г. М. Заридзе*, Об ассимиляционном происхождении кислых эффузивных образований, Проблемы вулканизма, Матер. к I Всесоюз. вулканолог. совещ., Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- И. М. Исамухамедов*, Роль ассимиляционных процессов в петрогенезисе, Вопросы магматизма и металлогении СССР, Матер. к II Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- Г. А. Казарян*, Ультраосновные жильные породы Алавердского рудного района, Тр. Арм. ГУ, № 2, 1959¹.
- Г. А. Казарян*, О полосчатом строении диабаз-порфиритовых даек Алавердского района, Зап. Арм. отд. ВМО, вып. 1, 1959².
- Г. А. Казарян*, Жильные породы Алавердского рудного района, Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. XII, № 6, 1959³.
- Н. К. Карапетян*, Изучение землетрясений и строение земной коры Малого Кавказа, Библ. геоф. ин-та АН СССР, 1958.
- О. Т. Карапетян*, Геологический очерк ССР Армении, Матер. по районированию, вып. 1, 1928.
- М. А. Кашкай*, Алунитизация и каолинизация в Загликском месторождении, Геол. ин-та АзФАН, 1939.
- М. А. Кашкай и В. И. Векилова*, Скарновые породы Дашкесавского месторождения, Изв. АН Азерб. ССР, № 3, 1940.
- М. А. Кашкай*, К вопросу о формировании колчеданных месторождений северо-восточного склона Малого Кавказа, Изв. АН Азерб. ССР, № 10, 1951.
- М. А. Кашкай*, Магматические процессы Малого Кавказа (в пределах Азербайджана) и некоторые черты его металлогении, Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. I, Всесоюз. петрогр. совещ., Изд. АН СССР, 1955.

- М. А. Кашкай, О палеовулканических процессах в Азербайджане и формировании в связи с ними полезных ископаемых, Проблемы вулканизма, Матер. к I Всесоюзн. вулканолог. совещ., Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Г. И. Керимов, К возрасту Атабек-Славянской и Кедабекской интрузий, Изв. АН Азерб. ССР, № 7, 1955.
- Г. И. Керимов, Жильные породы Мехманинской гранитоидной интрузии, ДАН Азерб. ССР, № 4, 1956.
- И. Н. Кизгай, Об одной внутриминерализационной дайке Лифудзинского оловорудного месторождения, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1957.
- П. Ф. Киласония, К петрографии Бардазорского интрузива, Тр. ИГН АН Груз. ССР, 1951.
- С. В. Константинов, Тип Алавердский и его изменения, ЕПСР, т. IV, вып. 7, 1917.
- В. С. Коптев-Дворников, К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере центр. Казахстана), Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
- В. С. Коптев-Дворников, Явления гибридизации на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя центрального Казахстана, Тр. ИГН АН СССР, вып. 148, петр. сер. (№ 44), 1953.
- В. С. Коптев-Дворников, Проблема магматической петрографии в связи с формированием гидротермальных месторождений, Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. I Всесоюзн. петрограф. совещ., Изд. АН СССР, 1955.
- В. С. Коптев-Дворников, Ив. Ф. Григорьев, Е. И. Доломанова, Л. В. Дмитриев и др., Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов—примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними. Вопросы магматизма и металлогении СССР, Матер. ко II Всесоюзн. петрогр. совещ., Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- В. С. Коптев-Дворников, О геологических условиях развития явлений дифференциации в гранитных интрузивах формации малых глубин, Советск. геология, № 1, 1961.
- Д. С. Коржинский, Очерк метасоматических процессов, Сб. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, Изд. АН СССР, 1955.
- Д. С. Коржинский, Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических и послемагматических процессов. Вопросы магматизма и металлогении СССР, Матер. ко II Всесоюзн. петрограф. совещ., Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- В. Н. Котляр, Материалы к изучению рудных месторождений северной части ССР Армении, Гр. ВГРО, вып. 335, 1934.
- В. Н. Котляр, Интрузивы северной части Армянской ССР, Интрузивы Закавказья, Изд. Груз. ГУ, 1936.
- В. Н. Котляр, Интрузивы Даралагеза и Сисиена (Закавказье), Сов. геол., № 7, 1940¹.

- В. Н. Котляр*, О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. Зап. ВМО, ч. 69, вып. 2—3, 1940².
- В. Н. Котляр*, Магматизм и металлогенические эпохи Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, № 8, 1947.
- В. Н. Котляр*, Памбак, Геология, интрузивы и металлогения Памбакского хребта и смежных районов Армении, Изд. АН Арм. ССР, 1958.
- В. Н. Котляр, М. А. Фаворская*, О взаимоотношении некоторых типов оруденения с эффузивными формациями, Проблемы вулканизма. Матер. к I Всесоюз. вулканолог. совещ., Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Н. Г. Кристин*, Геологическое строение и генезис Шамлугского месторождения, Отчет Редметразведки, 1934.
- П. Н. Кропоткин*, Современные геофизические данные о строении земли и проблема происхождения базальтовой и гранитовой магмы. Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. I Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН СССР, 1955.
- Г. А. Крутов, А. Г. Кремчуков, Н. В. Борисевич*, Месторождение кобальта на Кавказе, Тр. БИМС, 1935.
- Г. А. Крутов*, Минералогия и генезис кобальтового оруденения в Дашкесанском контактово-метасоматическом месторождении (Закавказье), Тр. МГРИ, т. X, 1937.
- В. А. Кузнецов*, Некоторые закономерности развития магматизма в складчатых областях (на примере Горного Алтая). Вопросы магматизма и металлогении СССР, Матер. ко II Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- Е. А. Кузнецов*, О некоторых проблемах петрографии Урала, Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1951.
- Е. А. Кузнецов*, Реакционный принцип и его значение для образования некоторых горных пород, Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. I Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН СССР, 1955.
- Е. А. Кузнецов*, Петрография магматических и метаморфических пород, Изд. МГУ, 1956.
- И. Г. Кузнецов*, Предварительный отчет о структурно-геологических исследованиях в Алавердском рудоносном районе; Архив Армцвеметразведки, 1942.
- Ю. А. Кузнецов*, Происхождение магматических пород, Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. I Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН СССР, 1955.
- Ю. А. Кузнецов*, Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций, Вопросы магматизма и металлогении СССР, Матер. ко II Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- Б. М. Куплетский*, Об образовании некоторых порфиридных гранитов Среднего Урала, сб., посвящен. академику Д. С. Белякину, Изд. АН СССР, 1946.

- А. П. Лебедев*, Геологические исследования части Борчалинского уез. в пределах Сомхетии, Мат. для геол. Кавк., сер. 3, кн. 3, 1902.
- А. П. Лебедев*, Явление гибридности и ассимиляции и их роль в платформенном магматизме, Вопросы магматизма и металлогении СССР, Матер. ко II Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН Узб. ССР. 1958.
- Ф. Ю. Левинсон-Лессинг*, Армянское вулканическое нагорье, Природа, № 5, 1928.
- Ф. Ю. Левинсон-Лессинг*, Андезит-базальтовая формация центральной части Армении, «Бас. оз. Севан (Гокча)», АН СССР, т. I, 1929.
- Ф. Ю. Левинсон-Лессинг*, Петрография. Госгеолиздат, 1940.
- Ф. Ю. Левинсон-Лессинг*, Армянское вулканическое нагорье, Избр. тр. т. I, Изд. АН СССР, 1949.
- Л. Н. Леонтьев*, Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа, Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXIV, № 4, 1949¹.
- Л. Н. Леонтьев* и *В. Е. Хаин*, Верхнемеловые гипербазиты и офиолитовая формация на Малом Кавказе, ДАН СССР, т. 65, № 1, 1949².
- Л. Н. Леонтьев*, К стратиграфии юрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа, Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1950¹.
- Л. Н. Леонтьев* и *В. Е. Хаин*, Новые данные по нижнему палеозою северо-восточной части Малого Кавказа, ДАН СССР, т. 71, № 4, 1950².
- Л. Н. Леонтьев* и *В. Е. Хаин*, К истории складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе, Изв. АН СССР, сер. геол. № 6, 1951.
- В. Н. Лодочников*, Главнейшие порообразующие минералы, Госгеолиздат, 1947.
- В. В. Ляхович*, Изучение микроэлементов и акцессорных минералов в современной петрографии, Тр. ин-та минер., геохим., кристаллохим. редких элементов, вып. 1, 1957.
- И. Г. Магакьян*, Металлогения северной части Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, № 3, 1943.
- И. Г. Магакьян*, Алавердский тип оруденения и руды Алавердской группы месторождений, ДАН Арм. ССР, № 5, 1944.
- И. Г. Магакьян*, Железорудные месторождения северной Армении, Изв. АН Арм. ССР, № 1, 1947¹.
- И. Г. Магакьян*, Алавердский тип оруденения и его руды, Изд. АН Арм. ССР, 1947².
- И. Г. Магакьян*, Магматизм и металлогения Армении, Тр. конф. по вопросу регион. геол. Закавказья. Изд. АН Азерб. ССР, 1952¹.
- И. Г. Магакьян*, О металлогенической специализации в некоторых типах тектно-магматических комплексов, Зап. ВМО, вып. 3, 1952².
- И. Ф. Магакьян*, Редкие и благородные металлы Армянской ССР, ДАН Арм. ССР, № 1, 1954¹.

- И. Г. Магакьян*, О генезисе и перспективах использования железорудных и марганцевых месторождений северной Армении, Тезисы докладов I научн. сессии ИГН АН Арм. ССР, Изд. АН Арм. ССР, 1954 2.
- И. Г. Магакьян*, Металлогеническая карта мира, ДАН, Арм. ССР, т. XXVI № 3, 1958 1.
- И. Г. Магакьян, С. С. Мкртчян*, Генетическая связь оруденения с магматизмом (на примере Малого Кавказа), *Вопр. магматизм. и металлоген. СССР*, Матер. ко II Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН Узб. ССР, 1958 2.
- Э. Г. Малхасян*, Петрография интрузивных пород Даралагеза, Изд. АН Арм. ССР, 1958.
- Е. К. Мархинин*, К истории развития вулканизма на Курильских островах *Вопросы магматиз. и метеоаллогении СССР*, Матер. ко II Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- Б. М. Меликсетян*, О некоторых особенностях процесса турманилизации, *Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук*, т. XII, № 5, 1959 1.
- Б. М. Меликсетян*, Некоторые минералого-геохимические особенности Мегринского плутона. Тр. первой Закавказ. конфер. молодых научных сотрудников, 1959 2.
- Б. М. Меликсетян*, Акцессорный ортит из Мегринского плутона, *Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук*, т. XIII, № 1, 1960 1.
- Б. М. Меликсетян*, Акцессорные минералы в породах Мегринского плутона, *Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук*, т. XIII, № 2, 1960 2.
- Б. М. Меликсетян*, О соотношении циркония и гафния в цирконах из пород Мегринского плутона, *Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук*, т. XIII, № 5, 1960 3.
- А. Г. Мидян*, Золоторудные провинции Армении, Тр. Арм. ГУ, т. 2, 1959.
- Е. Е. Милановский*, Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа, Тр. совещ. по тект. альп. гос. обл. юга СССР, изд. Азерб. ССР, 1956.
- Р. И. Милосердова*, Геологическое строение Шамлугского медно-колчеданного месторождения, Фонды НИС МГРИ, 1947.
- С. С. Мкртчян*, Каджаранское медно-молибденовое месторождение, *Изв. АН Арм. ССР*, 1943 2.
- С. С. Мкртчян*, Новые данные по стратиграфии южного Зангезура, *Изв. АН Арм. ССР*, № 4, 1944.
- С. С. Мкртчян*, Новые данные о геологическом строении южной части Армянской ССР, Изд. АН Арм. ССР, 1948.
- С. С. Мкртчян*, О геологии и рудоносности Алавердского рудного района, *Изв. АН Арм. ССР*, № 3, 1957.

- С. С. Мкртчян, Зангезурская рудоносная область Армянской ССР, Изд. АН Арм. ССР, 1958.
- С. А. Мовсесян, Интрузия центральной части Конгуро-Алангезского хребта и связанные с ней полезные ископаемые, Изв. Арм. фил. АН СССР, № 2, 1941.
- С. А. Мовсесян, Андалузит, Сб. Минеральные ресурсы Армянской ССР (неметаллические ископаемые), Изд. АН Арм. ССР, 1949.
- Н. А. Морозов, Алавердское месторождение медных руд в Закавказье, его породы и генезис, Изд. Сиб. политех. ин-та, т. XVII, 1912.
- Г. Е. Нарвайт, Микроэлементы в гранитоидах, измененных боковых породах и рудах Чатыркульского рудного поля (Казахстан), Вопросы магматизма и металлогении СССР, Матер. ко II Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- В. А. Николаев, О некоторых вопросах гранитизации и генезиса гранитной магмы, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1953.
- В. А. Николаев, О петрогенетическом значении процессов при неравном давлении на фазы природных систем, Вопросы магматизма и металлогении СССР, Матер. ко II Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- Ф. Ф. Освальд, К истории тектонического развития Армянского нагорья Зап. Кавк. отд. геогр. общ., кн. XXIX, вып. 2, 1915.
- К. Н. Паффенгольц, Кедабек, Геологический очерк района Кедабекского месторождения медных руд в Азерб. ССР, Тр. ВГРО, вып. 218, 1932.
- К. Н. Паффенгольц, Взаимосвязь тектоники, изверженных пород и рудных месторождений южной части Закавказья, Тр. XVII междуна-род. геол. конгр., 1937.
- К. Н. Паффенгольц, Интрузивные породы басс. оз. Севан и р. Веди-чай, Даралагеза и Нахкрая, Интрузивы Закавказья, Тр. Груз. ГУ, вып. II, 1941 1.
- К. Н. Паффенгольц, Юрский и меловой вулканизм Восточного Закавказья, Геология СССР (Закавказье), т. X, 1941 2.
- К. Н. Паффенгольц, Четвертичные эффузии Азербайджана и Восточной Армении, Геология СССР (Закавказье), т. X, 1941 3.
- К. Н. Паффенгольц, Третичные неинтрузии Восточного Закавказья, Геология СССР, т. X, 1941 4.
- К. Н. Паффенгольц, Состояние петрографической изученности СССР и задачи петрографии в свете требований геологической службы, Магматизм и связь с ним полезных ископаемых, Тр. I Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН СССР, 1955.
- К. Н. Паффенгольц, В. Г. Грушевой, Мезозойский и кайнозойский магматизм Кавказа, Геологическое строение СССР, т. 2 (магматизм), 1958.

- К. Н. Паффенгольц*, Геологический очерк Кавказа, Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Г. О. Пиджян*, О Кохбской гранодиоритовой интрузии, Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 2, 1950.
- М. М. Повилайтис*, Соотношения оруденения с дайками, как один из критериев генетической связи месторождений с интрузиями (на примере Джиндинского месторождения), Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1957.
- Ю. А. Половинкина*, Геологические закономерности развития магматизма на территории СССР, Вопросы магматизма и металлогении СССР, Матер. ко II Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- А. В. Рабинович*, Закономерности распределения акцессорных минералов в гранитоидах различных металлогенических зон, Вопросы магматизма и металлогении СССР, Матер. ко II Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- Д. Л. Рейчальдс*, Последовательность геохимических изменений, ведущих к гранитизации, Проблема образования гранитов, Изд. иностр. лит., 1950.
- В. П. Ренгартен*, Общий обзор тектоники Закавказья, Геология СССР, т. X, ч. I, 1941¹.
- В. П. Ренгартен*, Тектоника восточной части Закавказской пологоскладчатой зоны и тектоника Армянской зоны, Геология СССР, т. X, ч. I, 1941².
- В. П. Ренгартен*, К стратиграфии меловых отложений северной зоны Малого Кавказа, Тр. ИГН АН СССР, вып. 149, 1952.
- М. Г. Руб*, О генетической связи оловянного оруденения с субвулканическими породами (на примере южного Приморья), Проблемы вулканизма. Матер. к I Всесоюз. вулканологич. совещ., Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- М. М. Рубинштейн*, К проблеме геотектонического расчленения Грузии, Тр. ин-та геол. и минерал. АН Груз. ССР, 1951.
- О. А. Саркисян*, О возрастном расчленении интрузивов Севано-Ширакского синклиниория, Изв. АН Арм. ССР, т. XII, № 4, 1959¹.
- О. А. Саркисян*, Палеоген Севано-Ширакского синклиниория, Канд. диссертация, Фонды Ер. ГУ, 1959².
- М. А. Сатиан*, Очерк литологии меловых отложений северной Армении и палеогеографических условий их накопления. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и географ. наук, т. XII, № 3, 1959.
- А. А. Сауков*, Геохимия, Госгеолиздат, 1950.
- И. Н. Ситковский*, Отчет по геолого-поисковым работам в Казахо-Таузском, Шамшадинском и Нузгерском районах, Закавказский геологический трест НКТП СССР, 1936.
- И. Н. Ситковский*, Грейзены Кедабекского района Азербайджанской ССР, Пробл. сов. геолог., № 1, 1938.

- И. Н. Ситковский* Интрузивные породы северо-восточной части Азербайджанской ССР, Интрузивы Закавказья, Тр. Груз. ГУ, вып. II, 1941¹.
- И. Н. Ситковский*, Интрузивные породы юго-восточной части Азербайджанской ССР, Интрузивы Закавказья, Тр. Груз. ГУ, вып. II, 1941².
- В. И. Смирнов*, Опыт металлогенетического районирования территории СССР, Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1959.
- С. С. Смирнов*, Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений, Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1946.
- С. С. Смирнов*, Избранные труды, Изд. АН СССР, 1955.
- А. Н. Соловкин*, Основные породы Курдистанского района АССР и южной части Нагорного Карабаха, Тр. АзФАН, т. XIV, 1934.
- А. Н. Соловкин*, О диоритовых интрузиях НКАО и характеристике юрских и меловых отложений южного Карабаха, Изв. АҚНИ, № 7, 1935.
- А. Н. Соловкин*, Геолого-петрографический очерк южного Карабаха и прилегающих частей Курдистанского района Азерб. ССР. Тр. геол. ин-та АзФАН, т. VII/63, 1939¹.
- А. Н. Соловкин*, Интрузии и интрузивные циклы Азерб. ССР, Тр. геол. ин-та, АзФАН, 1939².
- А. Н. Соловкин*, Возрастные соотношения магматических образований Азерб. ССР, Изв. АзФАН, № 1, 1940.
- А. Н. Соловкин*, Интрузивные породы юго-восточной части Азербайджанской ССР, Интрузивы Закавказья. Тр. Груз. ГУ, вып. II, 1941.
- А. Н. Соловкин*, О возрасте интрузии северо-восточной части Малого Кавказа, ДАН СССР, т. XIII, № 5, 1944.
- А. Н. Соловкин*, Вторичные кварциты Нагорно-Карабахской автономной области, Геология Азербайджана (петрография), изд. АН Азерб. ССР, 1952¹.
- А. Н. Соловкин*, Юрские эффузивные породы юго-восточной части Малого Кавказа, Геология Азербайджана (петрография), Изд. АН Азерб. ССР, 1952².
- А. Н. Соловкин*, Эффузивные породы мелового возраста юго-восточной части Малого Кавказа, Геология Азербайджана (петрография), Изд. АН Азерб. ССР, 1952³.
- А. Н. Соловкин*, Кислые интрузии юго-восточной части Малого Кавказа. Геология Азербайджана (петрография), Изд. АН Азерб. ССР, 1952⁴.
- С. П. Соловьев*, Распределение магматических горных пород в СССР, Госгеолиздат, 1952.
- П. Ф. Сопко*, О возрасте интрузивных пород северной Армении, Вопр. геол. и прикл. геол., сб. 3, 1947.
- П. Ф. Сопко*, Жильные породы Алавердского района Армении, Тр. геол. ф-та Воронеж. госунив., т. XXXI, 1954.

- Л. Ф. Сопко*, Развитие вулканизма в северной Армении в мезозойское и палеогеновое время и связь с ним колчеданного оруденения, Проблемы вулканизма, Матер. к I Всесоюзн. вулканолог. совещ., Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- О. С. Степанян*, Петрография главнейших пород северной части Армянской ССР, Библиограф. ИГН АН Арм. ССР, 1945.
- Н. Г. Судовиков*, Вопросы связи оруденения с гранитами, Вопросы магматизма и металлогении СССР, Матер. ко II Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН Узб. ССР, 1953.
- С. М. Сулейманов*, Новые данные по петрологии и металлогении кислых интрузий верховьев рр. Тертер и Акеры. ДАН Азерб. ССР, т. IV, № 1, 1948.
- Н. И. Схиртладзе*, Некоторые особенности постпалеогенового эффузивного вулканизма Грузии, Проблема вулканизма, Матер. к I Всесоюз. вулканолог. совещ., Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Ф. В. Сыромятников*, Некоторые теоретические вопросы возникновения и развития гидротермальных растворов, Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1955.
- Т. Ш. Татевосян*, Петрография основных и ультраосновных пород северо-восточного побережья оз. Севан, Канд. диссертация, ЕГУ, 1948.
- Т. Ш. Татевосян*, Интрузивы северных склонов Баргушатского хребта, Фонды Ер. ГУ, 1955.
- Т. Ш. Татевосян*, Интрузивы южных склонов Баргушатского хребта, Фонды Ер. ГУ, 1960¹.
- Т. Ш. Татевосян*, К петрографии основных и ультраосновных пород г. Арамазд, Изв. АН Арм. ССР, т. XIII, № 3—4, 1960².
- Л. В. Таусон*, Редкие элементы как индикаторы процессов дифференциации магм, Вопросы магматизма и металлогении СССР, Матер. ко II Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- В. В. Тихомиров*, Малый Кавказ в верхнемеловое время, основные типы отложений и условия их образования, Тр. ИГН АН СССР, вып. 123, № 44, 1950.
- М. А. Фаворская*, О взаимоотношении оловянного и полиметаллического оруденения с дайками в южном Приморье, Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1957.
- М. А. Фаворская*, К вопросу о взаимоотношении эндогенного оруденения с эффузивными формациями, Вопросы магматизма и металлогении СССР, Матер. ко II Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- Е. С. Федоров*, Кедабекит и виолаит, Изв. Моск. сельскохоз. ин-та, № 1, 1903¹.
- Е. С. Федоров*, Горные породы Кедабека, Зап. АН, т. XIV, № 3, 1903².
- В. Е. Хаин*, Основные закономерности развития геосинклиналей (на примере Кавказа), Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1948.
- В. Е. Хаин*, Главнейшие черты тектонического строения Кавказа, Сов. геол., № 39, 1949¹.

- В. Е. Хаин*, О некоторых особенностях верхнемелового вулканизма Закавказья, ДАН Азерб. ССР, т. V, № 11, 1949².
- В. Е. Хаин, и Л. Н. Леонтьев*, О кайнозойском вулканизме Малого Кавказа, ДАН СССР, т. 67, № 4, 1949³.
- В. Е. Хаин, и Л. Н. Леонтьев*, Основные этапы геотектонического развития Кавказа, Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 3—4, 1950.
- В. Е. Хаин*, Развитие и современное состояние основных представлений по геологии Кавказа, ДАН Азерб. ССР, т. VII, № 9, 1951.
- Э. А. Хачатурян*, О возрасте Кохбской интрузии, Изв. АН Арм. ССР, т. III, № 8, 1950.
- Э. А. Хачатурян*, К вопросу о возрасте интрузий Алавердского рудного района, Изв. АН Арм. ССР, т. XII, № 5, 1959.
- Л. Н. Хетчиков*, О соотношении даек порфиритов со скарново-полиметаллическими рудами на месторождении Первый Советский рудник, Изв. АН СССР, сер. геол. и № 1, 1957.
- Н. И. Хитаров*, Об условиях плавления гранитного субстрата, Геохимия, № 2, 1957.
- Н. И. Хитаров*, Вопросы петрогенезиса в свете экспериментальных данных, Геохимия № 6 1958.
- С. Д. Четвериков*, Выступление на совещании по вопросам космогонии солнечной системы. Тр. I совещ. по вопр. космог., Изд. АН СССР, 1951.
- С. Д. Четвериков*, Применение петрохимии для решения некоторых вопросов металлургии, Тр. ВИМС, госгеолтехиздат, 1955.
- Ф. Н. Шахов*, О происхождении гранитных магм и рудных месторождений. Вопросы магматизма и металлогении СССР, Матер. ко II Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- Ю. М. Шейманн*, Некоторые черты эволюции магматизма складчатых поясов, Вопросы магматизма и металлогении СССР, Матер. ко II Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- Ф. К. Шипулин*, Некоторые общие черты истории формирования интрузий и оруденения в Юго-Восточном Приморье и в Зырянском районе на рудном Алтае, Вопросы магматизма и металлогении СССР, Матер. ко II Всесоюз. петрограф. совещ., Изд. АН Узб. ССР, 1958.
- Э. Ш. Шихалибейли*, Вулканизм Малого Кавказа как следствие глыбово-складчатого развития антикавказской геосинклинали, Проблемы вулканизма. Матер. к I Всесоюз. вулканологич. совещ., Изд. АН Арм. ССР, 1959.

О Г Л А В Л Е Н И Е

В в е д е н и е

Стр.
3

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ан	Краткий обзор геолого-петрографической изученности Сомхето-Кафанской зоны	7
	Краткая характеристика Сомхето-Кафанской зоны	10
	Связь интрузивов со структурой зоны	14
	Возрастное расчленение интрузивов зоны	18

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

Предверхнеюрские интрузивы Сомхето-Кафанской зоны

А.	Краткая геологическая и петрографическая характеристика вмещающих интрузивы пород	24
Б.	Распространение и возрастные соотношения интрузивов	30
В.	Породы интрузивной фазы и дополнительных интрузивов	37
	1. Плагииграниты	37
	2. Плагиигранит-порфиры	43
	3. Порфиroidные плагииграниты	49
	4. Аляскитовые граниты	56
Г.	Породы жильной фазы	59
Д.	Акцессорные минералы и микроэлементы в интрузивных и жильных породах	65
Е.	Ксенолиты	76
Ж.	Контактные изменения	79

Нижемеловые интрузивы Сомхето-Кафанской зоны

1.	Алавердская группа интрузивов	88
А.	Краткая геологическая и петрографическая характеристика вмещающих интрузивы пород	88
Б.	Распространение и возрастные соотношения интрузивов	97
В.	Породы интрузивной фазы и дополнительных интрузивов	106
	1. Габброиды и кварцевые габбро-диориты	108
	2. Кварцевые диориты	117
	3. Плагиигранодиориты и дополнительные интрузивы плагиигранодиорит-порфиров	145

4. Плагииграниты и дополнительные интрузивы плагиигранит-порфиров	153
5. Граниты	165
Г. Породы жильной фазы	171
Д. Близповерхностные тела кварцевых альбитофиров	193
Е. Акцессорные минералы и микроэлементы в интрузивных и жильных породах	203
Ж. Ксенолиты	220
3. Контактные изменения	224

II. Цавская группа интрузивов

А. Краткая геологическая характеристика вмещающих интрузивы пород	244
Б. Породы интрузивной фазы и их возрастные соотношения	246
1. Породы первой фазы	248
2. Породы второй фазы	260
В. Породы жильной фазы	269
Г. Акцессорные минералы и микроэлементы в интрузивных и жильных породах	275
Д. Ксенолиты	285
Е. Контактные изменения	288

III. Кедабек-Дашкесанская группа интрузивов

А. Общие данные	294
Б. Породы интрузивной фазы	295
В. Породы жильной фазы	300
Г. Контактные изменения	305
IV. Мехманинская группа интрузивов	309
V. Южно-Карабахская группа интрузивов	313
<u>Верхнемеловые (?) интрузивы Сомхето-Кафанской зоны</u>	315

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

Химико-минералогические и геохимические особенности интрузивов Сомхето-Кафанской зоны и их отличительные черты от гранитоидов Армянской зоны	
1. Химико-минералогические особенности	320
2. Геохимические особенности	340
Автометаморфические и контактные явления в связи с интрузивным магматизмом Сомхето-Кафанской зоны	356
К вопросу о связи оруденения с магматизмом Сомхето-Кафанской зоны	369
Особенности проявления магматизма Армении	389
К проблеме происхождения гранитоидов (на примере Армении)	409
Заклучение	444
Литература	448

О П Е Ч А Т К И

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
9	9 сверху	рядами	рудами
25	15 сверху	литологостратиграфических	литолого-стратиграфических
41	6 снизу	цитоита	цитозита
77	13 снизу	фиг. 17	фиг. 14
109	10 сверху	чешучатых	чешуйчатых
109	1 снизу	перфиroidные	порфиroidные
110	6-7 снизу	покрыто	покрыта
112	15 снизу	Болниского	Болниского
112	6 снизу	гипидиоморфнозернистая	гипидиоморфнозернистая
119	1 снизу	плагноклаза	плагноклаза
151	7 сверху	Плагииораноидорит порфиры	Плагииораноидорит-порфиры
188	5 сверху	дойки	дайки
211	3 снизу	контаминированных	контаминированных
229	1 сверху	образовшихся	образовавшихся
446	18 снизу	обосновано	обосновано
452	11 сверху	Л. А. Борданиян	Л. А. Варданиян
464	5 сверху	Кафевской зоны	Кафанской зоны
464	4, 5 снизу	108	106

Стр.	Напечатано	Следует читать
34	Фиг. 4	Фиг. 4. Возрастное соотношение плагиигранитов и дополнительных интрузивов плагиигранит-порфиоров в ущелье р. Тауз.
34	Фиг. 5	Фиг. 5. Пересечение плагиигранитов апофизой дополнительных интрузивов плагиигранит-порфиоров, включающей в себя ксенолиты плагиигранитов.
35	Фиг. 6	Фиг. 6. Возрастное соотношение плагиигранитов и дополнительного интрузива плагиигранит-порфиоров в 6,5 км к юго-западу от с. Берд.
35	Фиг. 7	Фиг. 7. План тальвега правого притока р. Тауз юго-западнее с. Берд. Пересечение и метасоматическое изменение плагиигранитов дополнительными интрузивами плагиигранит-порфиоров и их апофизами.
36	Фиг. 8	Фиг. 8. Интенсивное изменение плагиигранитов на контакте с дополнительным интрузивом плагиигранит-порфиоров восточнее г. Гей-Даг.
36	Фиг. 9	Фиг. 9. Возрастное соотношение порфиroidных плагиигранитов и аляскитовых гранитов в истоках р. Тауз.
46	Фиг. 10	Фиг. 10. Плагиигранит-порфир. Образование гранофиroidных участков по краям вкрапленника кварца. Увелич. 26. Николи +.

Стр.	Напеча- тано	Следует читать
46	Фиг. 11	Фиг. 11. Плагногранит-порфир. Превращение вкрапленника кварца в гранофир с сохранением небольшого реликта. Увелич. 26. Николи +.
62	Фиг. 12	Фиг. 12. Возрастное соотношение плагноаплитовых и кварцевых жил юго-западнее с. Берд в русле р. Тауз.
63	Фиг. 13	Фиг. 13. Плагноаплит. Увелич. 26. Николи +.
78	Фиг. 14	Фиг. 14. Ксенолит основных вулканогенных пород, приобретший состав кварцевых диоритов. Кварц распределен неравномерно. Увелич. 26. Николи +.
79	Фиг. 15	Фиг. 15. Ксенолит основных вулканогенных пород, приобретший облик интрузивных пород. Увелич. 26. Николи +.
81	Фиг. 16	Фиг. 16. Измененный кварцевый плагнопорфир в значительном удалении от Таузского массива. Увелич. 26. Николи +.
82	Фиг. 17	Фиг. 17. Степень измененности кварцевого плагнопорфира недалеко от Таузского массива. Увелич. 25. Николи +.
82	Фиг. 18	Фиг. 18. Степень измененности кварцевого плагнопорфира у контакта Таузского массива. Он превращен в полнокристаллическую интрузивоподобную породу, сходную с плагногранитами первой фазы. Увелич. 26. Николи +.
86	Фиг. 19	Фиг. 19. Вариационная диаграмма средних минералогических составов главных типов контактово измененных пород Шамшадинского района. 1. Плагноклаз-амфиболовые породы. 2. Кварц-плагноклаз-амфиболовые породы. 3. Кварц-плагноклазовые породы. 4. Кварц-плагноклаз-серцитовые породы.
102	Фиг. 22	Фиг. 22. Возрастное соотношение Джилизинских кварцевых альбитофиров и плагногранодиоритов Банушского интрузива в ущелье р. Бануш, в 4 км к юго-востоку от с. Джилиза.
102	Фиг. 23	Фиг. 23. Пересечение плагногранодиоритов Банушского интрузива кварцевыми альбитофирами в ущелье р. Бануш к юго-востоку от Джилизинских альбитофиров. У непосредственных контактов плагногранодиориты подвержены альбитизации и кварцитизации.
104	Фиг. 24	Фиг. 24. Возрастное соотношение гранитов и кварцевых диоритов Чочканского интрузива севернее сел. Мец-Айрум. Под воздействием гранитов кварцевые диориты преобразованы в более кислые породы, характеризующиеся повышенным содержанием кварца и калиевого полевого штата.
104	Фиг. 25	Фиг. 25. Возрастное соотношение гранитов и плагногранодиоритов Банушского массива к юго-западу от с. Бардазор. На контакте с гранитами плагногранодиориты подвержены калиевому метасоматозу.

С. БАЛАСАНЯН

Интрузивный магматизм Сомхето-кафанской зоны
(Малый Кавказ)

Редактор издательства Э. А. Карташян
Техн. редактор Г. Мартirosян
Контр. корректор Г. В. Хунунц

ВФ 08031

Заказ № 400

Тираж 1000

Сдано в производство 25/1 1963 г.

Подписано к печати 8/VI 1963 г.

Бумага 60×92¹/₁₆. Типограф. печ л 29,25 + Пвк. Уч -изд. л. 29,1.

Цена 2 р.

Типография № 6 при Министерстве культуры Армпполиграфиздата,
Ереван, ул. Туманяна № 51.

970220

14413