

З.О. ЧИБУХЧЯН

**ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ
АРЗАКАНСКОГО
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО
МАССИВА**

ЕРЕВАН



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Զ. Հ. ԶԻՔՈՒՆՉՅԱՆ

ԱՐՁԱԿԱՆԻ
ԲՅՈՒՐԵՂԱՅԻՆ ԶԱՆԳՎԱԾԻ
ԻՆՏՐՈԻԶԻՎ ԿՈՄՊԼԵՔՍՆԵՐԸ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳՐ ՀՐԱՏԱՐԱԿԶՈՒԹՅՈՒՆ
ԵՐԵՎԱՆ 1985

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

З. О. ЧИБУХЧЯН

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ
АРЗАКАНСКОГО

4369 КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН

1985



Печатается по решению Ученого совета Института геологических наук АН АрмССР

Ответственный редактор канд. геол.-мин. наук Р.Л. Мелконян

Книгу рекомендовали к печати рецензенты: доцент, канд. геол.-мин. наук Т.Ш. Татевосян, канд. геол.-мин. наук Г.А. Казарян

В работе приводится детальная петрографическая, петрохимическая, минералого-геохимическая характеристика интрузивных комплексов Апаран-Анкаванского выступа Арзаканского кристаллического массива, рассматриваются вопросы их возрастного датирования, формационной принадлежности и петрологии, которые увязаны с историей геотектонического развития Цахкунк-Зангезурской зоны. Исходя из особенностей каждого интрузивного комплекса, выделяются критерии их отличий, дается оценка процессов дифференциации и ассимиляции в формировании пород, а также физико-химические условия их становления по исследованиям структурного состояния ряда породообразующих минералов. Приводится характеристика гидротермальной рудной минерализации и роль отдельных интрузивов в локализации оруденения.

Работа представляет интерес для петрографов и минералогов.

Ч 1903020000 61-85
703(02)-85

© Издательство АН Армянской ССР, 1985.

В в е д е н и е

Настоящая работа посвящена рассмотрению некоторых вопросов петрологии, минералогии и геохимии магматических образований довольно сложного и относительно слабо изученного Апаран-Анкаванского выступа Арзаканского кристаллического массива, расположенного в полосе сочленения Цахкуняцкого антиклинория с Севано-Ширакским синклинием.

Ранее проведенные исследования на этой территории Армянской ССР носили в основном регионально-геологический характер или же были посвящены решению узкоспециальных вопросов.

Рассматриваемая область представляет большой интерес в связи с широким развитием интрузивного магматизма, проявления которого охватывают большой временной интервал. Однако возрастное расчленение интрузивов, локализованных в пределах Апаран-Анкаванского кристаллического массива, во многом довольно условно, что связано с неполнотой стратиграфического разреза, а также дискуSSIONностью датировок немых вулканогенных толщ.

На основании комплексного изучения магматических образований района исследований в работе дается характеристика выделенных интрузивных комплексов с детальным рассмотрением их формационной принадлежности, петрографо-минералогических, петро- и геохимических особенностей, установлена связь разнотипного магматизма со структурами области. Уточнены возрастные датировки отдельных интрузивных массивов, произведено расчленение дотуронских вулканогенных образований. Большое внимание в работе уделено рассмотрению вопросов рудоносности района и ее связи с магматизмом, отмечены перспективы отдельных участков и направление поисково-разведочных работ.

Выяснение формационной принадлежности магматических образований района исследований приобретает особо важное значение в связи с тем обстоятельством, что они, отвечая определенным стадиям тектоно-магматических циклов, позволяют восстановить общую картину геологической истории кембрий-докембрийского периода, для которого количество и значение других стратиграфических критериев относительно невелико.

Исходя из особенностей каждого интрузивного комплекса в отдельности, выделены критерии их отличий, дана оценка роли процессов дифференциации, гибризма и ассимиляции в формировании пород, приведены соображения относительно исходных составов

магматических расплавов и направление эволюции выделенных серий, а физико-химические условия становления пород рассмотрены путем исследования структурного состояния ряда породообразующих минералов (плагноклаз, калинатровый полевой шпат, мусковит и т.д.).

Особое внимание уделено детальному изучению оптических свойств и составов главных породообразующих минералов и использованию выявленных закономерностей в целях корреляции магматических образований.

Настоящая работа выполнялась при неизменном внимании и всемерной поддержке руководства Института геологических наук АН Арм.ССР и, пользуясь случаем, автор выражает глубокую благодарность чл.-корр. АН Арм.ССР А.Т.Асланяну, зав.отделом петрологии Р.Д.Мелконяну. Автор приносит искреннюю признательность Г.П.Багдасаряну, Г.А.Казаряну, Б.М.Меликсетяну, Р.Д.Мелконяну, Р.Х.Гукасяну за обсуждение и ценные советы по работе.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЦАХКУНЯЦКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

I. Основные черты геологического строения

Апаран-Анкаванский массив, входящий в состав Цахкуняцкого антиклинория (горст-антиклинорий по А.А.Габриеляну, 1974), находится в северо-западной части Цахкунк-Зангезурской зоны Малокавказского мегантиклинория, являющейся составной частью Понтийско-Малокавказской дуги Средиземноморского складчатого пояса. Апаран-Анкаванский массив, являющийся северо-западным выступом единого Апаран-Арзаканского кристаллического массива и разделяющийся от Арзаканского выступа депрессией, заполненной меловыми и неогеновыми отложениями, с севера разграничивается от Севано-Ширакской эвгеосинклинальной среднеальпийской зоны крупным Анкаван-Сюникским разломом глубокого заложения, а с юго-запада погружается под молодые отложения Апаранской котловины.

Геология Цахкуняцкого антиклинория, в сложении которого принимают участие различные толщи пород от древних до молодых четвертичных образований (рис. I), изучалась в разные годы К.Н. Лафтенгольцем, В.Н. Котляром, Г.П. Багдасаряном, А.Т. Асланяном, Р.А. Аракелян, А.А. Габриеляном, А.Е. Назаряном, А.Г. Мидяном, В.А. Агамалыаном, А.А. Беловым, С.Д. Соколовым, Б.М. Меликсетяном, Р.А. Хореняном, автором и другими.

Геологический разрез (снизу вверх) в основном по литературным данным представляется в следующем виде.

Докембрий-нижний палеозой (?). Представлен метаморфическими породами мощностью около 5000 м, прорванными интрузиями различного состава, возраст и взаимоотношения которых во многом дискуссионны. Разными исследователями (Аракелян, 1957; Асланян, 1958; Назарян, 1965; Агамалыан, 1970 и др.) в метаморфическом комплексе выделяются от трех до шести свит.

Детальными геолого-петрографическими исследованиями В.А. Агамалыана (1970) весь комплекс пород Арзаканского массива расчленяется на две разновозрастные серии (нижняя - докембрий (?) и верхняя - нижний палеозой (?), а в их составе шесть свит. Определенные уточнения и дополнения для Апаран-Анкаванского массива получены исследованиями А.А. Белова и С.Д. Соколова (1973), отмечающими, в частности, отсутствие аналогов апаранской свиты

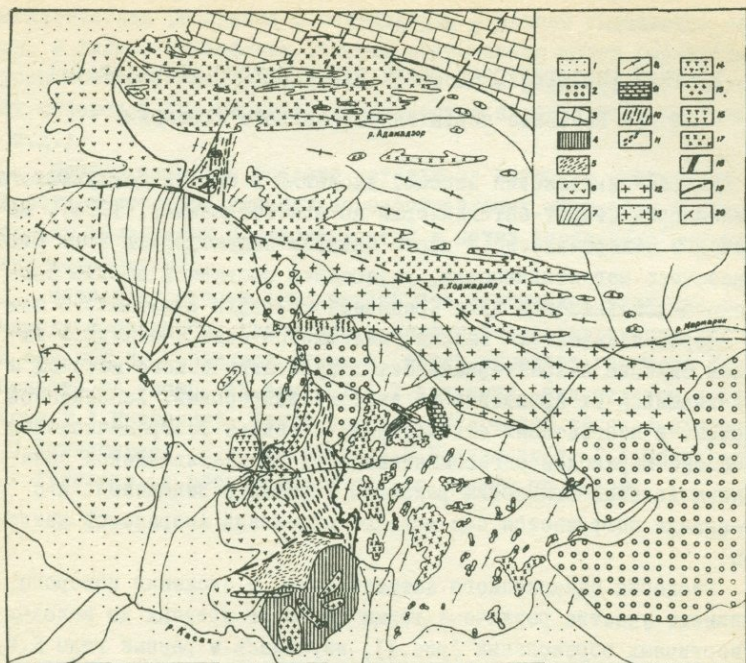


Рис. I. Схематическая геологическая карта Апаран-Анкаванского выступа Арзаканского кристаллического массива (составил З. О. Чибухчян по данным В. Н. Котляра, Г. П. Багдасаряна, А. А. Белова и С. Д. Соколова и личных исследований).

Условные обозначения: 1 - современные аллювиально-делювиальные отложения, 2 - липарито-дациты, обсидааны (мю-плиоцен), 3 - конгломераты, туфопесчаники, известняки (коньяк); апаранская свита (нижн. кембрий?): 4 - диабазы, туфы, туфопесчаники и туфобрекчии, 5 - аргиллиты и алевролиты, 6 - диабазы, 7 - туфогенные породы; дзобрагдужская свита: 8 - амфиболиты, амфиболовые сланцы, 9 - мраморы; арзаканская свита: 10 - кварц-сланцевые сланцы, 11 - конгломераты; 12 - тоналиты, кв. диориты, гранодиориты тоналитового комплекса (неоком), 13 - граниты II фазы внедрения тоналитового комплекса, 14 - габбро (средняя юра?), 15 - граниты (девон?), 16 - габбро (верхний кембрий?), 17 - плагิโอграниты (кембрий-докембрий?), 18 - серпентиниты в составе метаморфитов, 19 - тектонические нарушения, 20 - элементы залегания.

в Арзаканском массиве.

В вопросе возрастной датировки отдельных свит и метаморфического комплекса в целом большинство исследователей (Паффенгольц, 1968; Котляр, 1940, 1958; Асланян, 1958; Аракелян, 1957, 1959; Назарян, 1965; Агамалян, 1970 и др.), основываясь на геолого-литологических сопоставлениях со сходными образованиями Дзиркульского, Храмского и Локского массивов Большого Кавказа, придерживается точки зрения об их принадлежности к докембрию-нижнему палеозою. Сторонники этой точки зрения отмечают дислоцированность толщи, высокую степень метаморфизма, приуроченность к ядрам крупных антиклинальных структур и принимают их за "окна" древнего субстрата Армении.

В пределах района исследований слюдистые, кварц-слюдистые, графитовые и кварц-графитовые сланцы слагают брахиантиклинальные структуры близмеридионального направления (с ЮОЗ на ССВ) и обнажаются на довольно значительных участках к северу от с.Ттуджур, в ущельях к востоку от сс.Лусагях, Меликтях и Сараландж. Амфиболовые сланцы и амфиболиты с прослоями и линзами белых мраморов, а также маломощные пачки хлоритовых и эпидот-хлоритовых сланцев пользуются значительным развитием в восточной части Апаран-Анкаванского массива, обнажаясь в районах сс.Дзораглух, Мравян, Чкнах, Анкаван и на водоразделе рр.Касах и Мармарик. Интрузивы основного и ультраосновного состава, вовлеченные в процесс регионального метаморфизма, ныне превращены в крупнозернистые габбро-амфиболиты, серпентиниты, тальк-актинолитовые и др. породы. Необходимо отметить, что рассланцованные ультраосновные породы в виде небольших тел пользуются довольно значительным распространением в пределах района исследований, о чем свидетельствуют данные В.Н.Котляра (1958), отмечавшего сравнительно крупный их выход близ мраморных карьеров в 2,5-3 км к юго-западу от г.Дамрик, В.А.Агамаляна (Магматические и метаморфические., 1981), выявившего много небольших линз этих пород на различных участках, а также автора, встретившего их весьма небольшие тела и в бассейне р.Адамадзор.

Весь этот разрез интродуцирован плагиогранитами, локализованными исключительно в них, габбро, гранитами, тоналитами, а также дайками различного состава.

Наиболее высокое стратиграфическое положение в составе комплекса занимает апаранская свита (древняя вулканогенная толща по В.Н.Котляру, 1958) мощностью примерно 600 м, представленная

слабометаморфизованными (зеленокаменное изменение) вулканогенно-осадочными породами, занимающими большие площади в западной части массива (р-ны сс. Лусагях, Меликтях, западные склоны г. Дамрик). Она отделена от сланцевой толщи и приведена на один уровень разломом северо-западного направления. В их составе выделяются диабазовые порфириты, туфы, туфопесчаники и реже туфобрекчии; отмечаются также роговики с прослоями и линзами мраморов (Котляр, 1958; Назарян, 1970). Детализированная схема расчленения и петрографическая характеристика пород свиты дается также в работах А.А. Белова и С.Д. Соколова (1973), В.А. Агамаляна (1978), на которых мы остановимся несколько более подробно, поскольку в вопросе их возрастной датировки и вообще принадлежности к древним образованиям в последние годы появились иные взгляды.

Породы свиты в ее низах представлены спилитизированными базальтами, вариолитами, которые встречаются к северо-западу и югу от с. Лусагях. Базальты (апооливиновые) имеют слабо выраженную микропорфировую структуру с интерсертальной основной массой, сложенной беспорядочно расположенными лейстами мутноватого плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены вулканическим стеклом (с новообразованиями хлорита и эпидота), а также мелкими зернами пироксена и разложенного оливина (?); редкие микро-вкрапленники представлены полностью разложенным оливином.

Другой разновидностью базальтов являются вариолиты, представляющие собой зеленоватого цвета афанитовые породы со сферолитовой (вариолитовой) структурой. В сложении пород участвуют длиннопризматические, игольчатые, радиальноволоконистые сростки полевошпатовых кристаллов, образующие в той или иной степени хорошо оформленные вариоли, промежутки между которыми выполнены разложенным вулканическим стеклом.

В верхних частях свиты вулканогенные породы представлены диабазовыми порфиритами, их туфами, туфобрекчиями и др. Диабазовые порфириты, имеющие широкое развитие на западных склонах г. Дамрик, обладают в ряде случаев шарово-подушечной отдельностью. Это плотные, темно-зеленые до черного цвета породы с диабазовой, офитовой структурой, в минеральном сложении которых участвуют основной плагиоклаз, моноклиный пироксен и продукты вторичных изменений, рудный минерал в виде мелких зернышек распределен в мезостазисе; количество вкрапленников незначительно. Характерно наличие среди массивных пород диабазовых брекчий, в

которых различные по форме и размеру обломки эффузивов заключены в лавовый же цемент.

Примерно в 1 км к юго-западу от г. Дамрик нами встречены диабазовые брекчи с размером обломков до 10 см, редко более, которые сцементированы эпикристаллизованным лавовым цементом, а

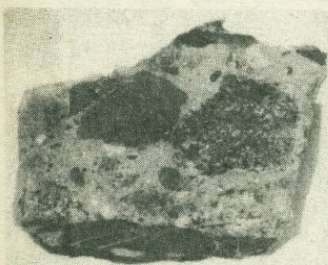


Рис.2. Инъекционная брекчия с обломками метаморфических, интрузивных и вулканогенных пород. Штуп, 2/3 натуральной величины.

среди них инъекционная брекчия дайкообразной формы мощностью 10 см, имеющая четкие границы с вмещающими породами. Размер обломков в брекчиях близ инъекции резко уменьшается (от 1 см до нескольких миллиметров). В самой инъекционной брекчии встречены обломки (размером до 3 см) различных по составу интрузивных (роговообманковые габбро, плагиограниты), метаморфических (в основном амфиболитов, амфиболовых сланцев) и эффузив-

ных (измененные базальтовые порфириты) пород, вынесенных из глубин (рис.2).

Толща диабазовых порфиритов прорвана во многих местах диабазовыми же дайками, которые часто встречаются и за ее пределами, среди метаморфических пород, что свидетельствует о взламывании жесткой континентальной коры в период вулканизма (Белов, Соколов, 1973).

В 2 км к СВ от с. Лусагих диабазовые порфириты прорваны небольшим телом субвулканических риолитов.

По данным А.А.Белова и С.Д.Соколова (1973), в районе с. Меликгих и г. Тухманук под диабазовыми порфиритами в перевернутом залегании находится туфогенная толща диабазового состава.

По этим же авторам в районе с. Сараландж геологическое строение более сложное и представляется схематично в следующем виде. Здесь по разрезу диабазы согласно (?) сменяются разнообломочными туфами и туфопесчаниками, выше которых согласно залегают аргиллиты и алевролиты, содержащие в основании прослой полимиктовых и полимиктово-аркозовых песчаников мощностью до 1 м и конгломератов, с обломками нижележащих пород. В низах свиты аргиллитов и алевролитов С.Д.Соколовым в обломках известняков

были обнаружены остатки фораминифер и белемнитов мезозойского возраста (предварительное изучение).

По мнению ряда исследователей (Багдасарян, 1966; Мкртчян и др., 1968; Габриелян и др., 1968; Белов и Соколов, 1973; Хоренян, 1975), весь этот комплекс вулканогенных пород прослеживается до Спитакского перевала, будучи объединен с отдельными выходами вулканогенных пород этого участка в единую свиту (апаранскую), возраст которой во многом дискуссионен.

Большинство исследователей относит вулканогенные породы района Спитакского перевала и несколько южнее от него (СЗ часть Цахкуняцкого антиклинория) к проявлениям мезозойского вулканизма (Паффенгольц, 1970; Саркисян, 1964; Арутюнян, 1964 и др.); обнажаются они в ядрах антиклинальных структур под верхнемеловыми образованиями. Этого же мнения придерживается Р.А.Хоренян (1975), выделившая на основании детального петрографического изучения серию пород от базальтовых порфиритов до дацитовых и липарито-дацитовых порфиров, характеризующихся резко порфировым характером структур (количество порфировых выделений составляет в среднем 30-45%).

По вулканогенным породам района исследований прямых геологических данных не имеется, за исключением факта их перекрывания фаунистически датированными отложениями турона, а также нахождения остатков фораминифер и белемнитов в обломках известняка в районе с.Сараландж (Белов, Соколов, 1973). Последнее обстоятельство наряду с тем, что породы вулканогенной толщи прорваны в районе Спитакского перевала Гехаротской интрузией с абсолютным возрастом 127 ± 5 млн. лет (Абдуллаев и др., 1970), а в районе с.Лусагях - интрузией гранитов, послужили основанием А.А.Белову и С.Д.Соколову (1973) для отнесения всей этой свиты (апаранской) к образованиям мезозойского возраста (нижний-средний мезозой).

Сопоставление вулканогенных пород СЗ части Цахкуняцкого антиклинория (р-н Спитакского перевала) и рассматриваемого участка Апаран-Анкаванского массива позволило выявить ряд существенных отличий между ними. Эти отличия прежде всего находят свое выражение в особенностях минерального состава, структуры, характера распределения отдельных минералов, петрохимии и т.д., рассмотренных в соответствующих разделах, которые позволили отнести отмеченные образования к проявлениям разнотипного вулканизма, имевшими место в совершенно различных геолого-тектониче-

ских условиях. С другой стороны, существенные коррективы по вопросу возрастной датировки свиты вносят новые данные радиогеохронологии, полученные рубидий-стронциевым изохронным методом по гранитам, прорывающим вулканогенные породы в районе с.Лусатух. Поскольку для гранитов имеем значения 370 ± 15 млн. лет (см. главу П.2), то возраст вулканогенных пород Апаран-Анкаванского массива следует, по-видимому, рассматривать как более древний, т.е. соответствующий низам палеозоя.

Полученные возрастные данные хорошо согласуются с теми геологическими представлениями, согласно которым породы метаморфического комплекса в бассейне р.Аргичи должны перекрываться средне-верхнепалеозойскими отложениями, подстилающимися образованиями силура-нижнего девона (скважина у с.Садарак); в этом случае, как справедливо отмечается (Назарян, 1970, стр.33), "... для апаранской вулканогенной свиты остается место лишь в рамках нижнего палеозоя (средний и верхний (?) кембрий)".

В свете вышеизложенного нам представляется в достаточной степени обоснованным выделение двух вулканогенных комплексов (серий), один из которых имеет мезозойский возраст ^х и широко развит в северо-западной части Цахкуняцкого антиклинория, а другой представлен нижнепалеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями Апаран-Анкаванского массива (апаранская свита).

Верхний турон-нижний коньяк. Представлен толщей базальных конгломератов, песчаников и аргиллитов, трансгрессивно и резко несогласно налегающей на породы метаморфического комплекса, мощностью, достигающей в отдельных частях разреза 200 м. Наиболее полный разрез отмечается у вершины Ухта-кар Памбакского хребта, западнее Галаварского перевала, в верховьях р.Далар, а также близ с.Коммуна (бассейн р.Мармарик). Возраст толщи датируется фаунистически согласно определениям В.П.Ренгартена и В.Л.Егояна.

Верхний коньяк-нижний сантон. Толща мергелей и песчаников непостоянной мощности, колеблющейся от нескольких десятков до 100 м. Элементов несогласного залегания толщи на верхнетурон-нижнеконьякские отложения не наблюдается.

Сантон. Толща мергелистых известняков, трансгрессивно и со слабым угловым несогласием налегающая на отложения коньяка. Поль-

^х Абсолютный возраст вулканитов СЗ части антиклинория, по данным Р.А.Хоренян (1975), соответствует 122 ± 5 млн. лет.

зуется широким распространением на Памбакском хребте, где мощность толщи достигает 250 м. Небольшие выходы имеются в районе с.Бжни, в верховьях р.Дадар и др.; мощность сантонских отложений в бассейне р.Мармарик составляет около 50 м. Фауна, встречающаяся в отложениях, определена В.П.Ренгартеном, а также В.Л.Егояном как характерная для сантона.

Эоцен. Представлен мощной вулканогенно-осадочной толщей, со слабым угловым несогласием налегающей на верхнемеловые отложения и породы метаморфической толщи. Мощность толщи достигает 3 км. По составу породы характеризуются большой пестротой и расчленяются на несколько свит. Детальная схема стратиграфического расчленения палеогена приведена в работах многих исследователей (Паффенгольц, 1959 ; Асланян, 1958; Саркисян, 1959; Габриелян, 1964 и др.). Детальными геологическими и петрографическими исследованиями К.А.Мкртчяна, Р.Т.Джрбашяна и др. здесь выделяются два комплекса (первый - нижний-средний эоцен, второй - верхний эоцен-олигоцен).

Мео-плиоценовая толща андезитов-базальтов и липаритов-дацитов, их туфов и туфобрекчий мощностью до 250-300 м. Лавы занимают наиболее возвышенные участки рельефа и перекрывают несогласно все предыдущие толщи разреза. Пользуются широким развитием на Цахкуняцком хребте.

Четвертичные лавы андезитового и дацитового состава, туфы и аплывально-дефлювиальные отложения.

2. Особенности тектонического развития

Рассматриваемый район в тектоническом отношении является весьма сложным сооружением с широко проявленной складчатостью и разрывной тектоникой, будучи расположен в центральной части крупного Цахкуняцкого антиклинория, в ядре которого выступают породы метаморфического комплекса, инъецированные эопалеозойскими и прорванные более молодыми интрузиями.

Формирование интрузивных комплексов Цахкуняцкого антиклинория, входящего в состав Цахкунь-Зангезурской зоны, находится в тесной связи с историей ее геотектонического развития, которую надо рассматривать в общем плане для всего Малого Кавказа.

В истории геотектонического развития Малого Кавказа, как известно, выделяются три крупных тектоно-магматических цикла, характеризующихся разным режимом развития - байкальский (ультирагеосинклинальный), герцинский (субплатформенный) и альпийский

(геосинклинальный). Особенности тектоно-магматического развития в свете новых геологических и геофизических данных рассмотрены во многих работах последних лет, из коих наиболее полными следует признать, как правило, сводки коллективов авторов (Джр-башян, Меликсетян, Мелконян, 1967; Габриелян, Багдасарян и др., 1968; Багдасарян, Абовян и др., 1972, 1974; Асланян, Вегуни и др., 1975; Меликсетян, Архипов и др., 1975, 1976; Баласанян, 1975; "Магматические и метаморфические формации Армянской ССР", 1981 и др.).

Для Цахкунк-Зангезурской тектонической зоны, в которую входит район наших исследований, абсолютные отметки поверхности фундамента составляют $+1,5 \pm 2,5$ км и метаморфический комплекс обнажается на значительных участках, а в ряде случаев перекрыт покровом лишь неоген-четвертичных лав. Интрузивные же образования этого района, ввиду небольших размеров тел, часто не отражаются в геофизических полях, однако четко тяготеют к локальным минимумам (кислые разности) и максимумам (основные разности) силы тяжести. В целом Цахкунк-Зангезурская зона по истории развития представляет собой жесткую геосинклинальную структуру, геосинклинальное развитие которой завершилось в байкало-каледонском тектоно-магматическом цикле, после чего она в течение длительного времени в целом проявляла тенденцию геосинклинального воздымания и платформенного режима существования, претерпев процессы альпийской тектоно-магматической активизации. По А.Т.Асланяну и др. (1975), в Цахкунк-Зангезурской зоне отмечается региональный минимум силы тяжести, появление которого обусловлено особенностями глубинного строения этого участка земной коры (мощность "гранитного" слоя соответствует 30-37 км, а "базальтового" - 15-20 км). Этот минимум прослеживается на северо-запад в пределах Севано-Ширакской (Севано-Акеринской) зоны, где в районе Базумской горст-антиклинали метаморфический фундамент залегает на небольшой глубине; все геолого-геофизические данные свидетельствуют о том, что здесь мы сталкиваемся с погруженной частью Цахкунк-Зангезурской зоны с наложенным прогибом мел-палеогенового возраста.

Согласно исследованиям А.А.Габриеляна, А.Т.Асланяна, А.Р.Арутюняна, К.А.Мкртчяна, О.А.Саркисяна, П.Л.Епремяна, Б.М.Меликсетяна и др., в пределах Цахкуняцкого антиклинория и зоны его сочленения с Севано-Ширакским синклинорием отмечается ряд осо-

бенностей геолого-тектонического и геофизического характера, свидетельствующих о неоднородном, глыбово-блоковом строении фундамента. Структура последнего, как отмечалось ранее, имеет близмеридиональное направление. В пределах Базумо-Памбакской области выделяется ряд блоков (Епремян, 1964; Меликсетян, 1976 и др.), отграниченных друг от друга крупными разломами и другими более мелкими нарушениями (Анкаван-Сюникский разлом глубокого заложения и поперечные структуры); в частности, в район исследований входят Цахкуняцкий и Анкаванский блоки, к которым с востока примыкает Цахкашенский. Эти блоки расположены по отношению друг к другу ступенчато и характеризуются различным уровнем эрозионного среза.

Цахкуняцкий блок представляет собою приподнятый вдоль глубинных расколов один из наиболее глубоких участков фундамента (кварц-слюдистые сланцы, амфиболиты – кембрий-докембрий?), на размытой поверхности которого залегают отложения мела и вулканогенные породы палеогена. Тектоническая и магматическая активизация блока проявлялась неоднократно, будучи обусловлена развитием соседних геосинклинальных прогибов. С последними связаны верхнеюрско-нижнемеловой вулканизм (андезито-базальты р-на Спитакского перевала), внедрение неокомских тоналитовых интрузивов (Миракский, Гехаротский массивы) и др.

Анкаванский блок также представляет собою приподнятый блок, сложенный породами метаморфического комплекса (амфиболовые сланцы, амфиболиты), прорванных интрузиями различного состава и возраста. Тектоническая и магматическая активизация во многом сходна с таковой для Цахкуняцкого блока и обусловлена вступлением соседней Ширако-Севанской геосинклинали в орогенный этап развития. С нижнемеловым магматизмом связано внедрение Анкаванского тоналитового массива, с предверхнеоценовой активизацией (проявлена слабо) – внедрение небольших тел гранитоидного состава, а с олигоценовой – становление субвулканических гранитов, локализованных в структурах, оперяющих Анкаван-Сюникский разлом.

Цахкашенский блок, примыкающий к вышеупомянутому с востока, сложен в основном вулканогенными породами среднего эоцена. Здесь, по данным Б.М.Меликсетяна и автора (Чибухчян, 1966; Меликсетян, 1976), выделяются интрузивы неокомского (Такарлинский тоналитовый массив) и верхнеэоцен-нижнеолигоценового (Северо-Такарлинский интрузив граносиенитов и др.) возрастов.

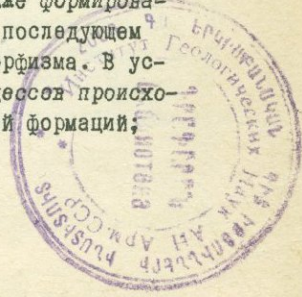
Наряду с крупными разломами северо-западного направления,

отграничивающими структурно-формационную зону (Котляр, 1958; Паффенгольц, 1970; Асланян, 1970; Габриелян, 1974 и др.), особенно часто отмечаются разрывные нарушения северо-восточного и субширотного, т.е. антикавказского направления, пользующиеся широким распространением и играющие важную роль в локализации магматизма и оруденения (Волчанская и др., 1971; Хаин и др., 1973; Асланян, 1975; Медиксетян и др., 1975 и др.).

4369 Как уже отмечалось, наиболее крупной единицей является Анкаван-Сюникский долгоживущий глубинный разлом, по которому приведены на один уровень породы древнего метаморфического комплекса и вулканогенной толщи эоцена. К числу крупных разрывных нарушений северо-западного и близмеридионального направления относятся Сарыкаинский надвиг, протягивающийся от низовьев р.Галавар до с.Уляшик, где он упирается в сброс СВ направления и далее сочленяется с Анкаван-Сюникским разломом, Лусагхский (Каранлугский) надвиг, прослеживаемый в районе сс.Курибогаз, Меликтух, Лусагх и далее к югу скрытый под четвертичными образованиями; к нарушениям СВ направления относятся вышеупомянутый Уляшикский сброс, а также у с.Мравян, по которому приведены в соприкосновение породы метаморфического комплекса и известняки мелового возраста. Помимо этих нарушений фиксируется много более мелких нарушений, подчеркивающих общую сильную дислоцированность антиклинория и района исследований в частности.

Структуры антикавказского направления фиксируются не только в пределах кристаллического фундамента, но в некоторых случаях даже продолжают в иных по возрасту структурах соседних зон, имея как-бы "сквозной" характер, что в региональном плане (для всей территории Армении) свидетельствует о формировании современной структуры в результате наложения тектонических движений двух "генеральных направлений" - кавказского и антикавказского (Асланян и др., 1975).

Таким образом, рассматриваемая область в течение байкальского цикла являлась ареной бурной вулканической деятельности, приведшей к излиянию лав и их пирокластов преимущественно основного состава (базальты, андезиты-базальты), а также формированию пород гипербазитовой и габбровой формаций, в последующем расслабленных в результате регионального метаморфизма. В условиях же интенсивных складкообразовательных процессов происходит формирование пород плагитогранитной и гранитной формаций.



затем область в течение длительного периода испытывает геосинклинальное поднятие и платформенный режим развития, претерпев в дальнейшем альпийскую тектоно-магматическую активизацию, в результате чего Цахкуняцкий антиклинорий был разбит на ряд жестких блоков с проявлениями интрузивного магматизма в неогене, эоцене и олигоцене.

Г л а в а П

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ АПАРАН-АНКАВАНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Изложению материала настоящего раздела мы предваряем формулировку некоторых понятий и терминов (магматическая формация, формационный тип, магматический и интрузивный комплекс), использованных в дальнейшем, поскольку разные исследователи вкладывают в их содержание различный смысл. Не вдаваясь в историю развития учения о формациях, отметим, что большинством исследователей под "магматической формацией" понимается естественная ассоциация пород, парагенетически связанных между собой.

Новый импульс в учении о формациях дали работы Ю.А.Кузнецова (1964 и др.), который предложил для обозначения конкретных магматических формаций пользоваться термином "магматический комплекс", а для обобщенных ассоциаций — термином "формационный тип", дав им следующее определение: "Магматический комплекс — конкретная, т.е. занимающая определенное место в пространстве и времени ассоциация тех типов пород, которые принято называть магматическими..., тесно связанных друг с другом парагенетическими отношениями, близких по возрасту и по геологической обстановке..." и "формационный тип — термин, отвечающий абстрактному понятию, в котором обобщены главные особенности, свойственные ряду тождественных или близких по составу конкретных магматических комплексов, которые могут иметь различный возраст и могут залегать в различных и зачастую удаленных друг от друга, но однотипных геологических структурах".

Под термином же "интрузивный комплекс", по В.С.Коптеву-Дворникову и др., понимается совокупность магматических образований, возникших в ходе развития единого интрузивного процесса в определенных геолого-тектонических условиях.

Для анализа магматизма Армянской ССР формационный подход впервые был использован Р.Т.Джрбашяном, Б.М.Меликсетяном, Р.Л.Меликяном (1967) для типизации эффузивных и интрузивных комплексов альпийского тектоно-магматического цикла, получив в дальнейшем широкое применение в приложении для всего магматизма Малого Кавказа от докембрия до четвертичного периода (Габриелян и др., 1968; Джрбашян и др., 1972; Багдасарян и др., 1972; Багдасарян и др., 1974; Баласанян, 1975; "Магматические и метаморфи-

ческие формации Армянской ССР", 1981 и др.).

1. Некоторые вопросы возрастного расчленения интрузивных комплексов

В пределах Цахкуняцкого антиклинория встречаются породы ультрамафитовой, габбровой, гранито-гнейсовой (мигматит-гранитовой), плагиогранитной, тоналитовой формаций, многочисленные дайковые образования, выделенные в комплекс малых интрузий, и т.д.

Ультраосновные и основные породы, претерпевшие региональный метаморфизм и ныне входящие в состав субстрата в качестве его частей (серпентиниты, тальк-актинолитовые породы, габбро-амфиболиты и т.д.), в настоящей работе не рассматриваются.

Возрастное расчленение интрузивов наталкивается на трудности, обусловленные неполнотой стратиграфического разреза, наличием "немых" вулканогенных толщ, определенной условностью возрастной датировки метаморфических пород района, в которых они зачастую локализованы.

Еще исследованиями В.Н.Котляра (1940, 1958), Г.П.Багдасаряна (1959, 1966) и др. здесь выделялись интрузивы дотуронского возраста в следующей последовательности их формирования:

1) серпентиниты, габбро-амфиболиты, габбро-диабазы, габбро; 2) кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты; 3) лейкократовые граниты (плагиограниты). Дотуронский возраст этих интрузивов доказывается наличием галек их пород в базальном конгломерате турона басс.р.Мармарик.

В вопросе возрастной датировки интрузивов плагиогранитного комплекса, а также гипербазитов и габброидов имеется много дискуссионного; различные взгляды о геологическом положении интрузивов и их радиогеохронологической характеристике с различной степенью детальности рассматриваются в работах ряда исследователей (Котляр, 1958; Паффенгольц, 1970; Асланян, 1958; Араколян, 1959; Чибухчян, 1966; Агамалян, 1974; Баласанян, 1975; Багдасарян, Чибухчян, 1976; Меликсетян, 1977; Мидян и др.).

За отсутствием прямых геологических данных о времени их внедрения В.Н.Котляр (1958) относит плагиогранитные интрузии предположительно к палеозою, К.Н.Паффенгольц связывает их становление с судетской фазой тектогенеза. А.Т.Асланян (1958), а позднее В.А.Агамалян и многие другие также рассматривают эти

породы как древние, палеозойские образования.

Во взаимоотношениях между интрузивами Цахкуняцкого антиклинория наблюдается прорывание плагиогранитами некоторых габброидных интрузивов, что отмечалось еще Р.А.Аракелян (1959), хотя среди последних выделяются разновозрастные группы (Багдасарян, Чибухчян, 1976).

По данным А.Г.Казаряна, а также Г.П.Багдасаряна и автора (Чибухчян, 1966), мелкие жилородные тела лейкократовых гранитов существенно натрового характера прорывают и породы Анкаванского гранитоидного массива. Эти породы имеют незначительное развитие и в возрастном отношении разорваны от вышеупомянутых плагиогранитов. Аналогичные факты отмечены также у с.Агверан, где кварцевые диориты прорваны породами плагиогранитного состава (Паффенгольц, 1938; Баласанян, 1968), однако С.И.Баласанян (1975) не связывает их с породами рассматриваемой плагиогранитной формации, а относит к дополнительным интрузиям Агверанского массива.

При рассмотрении магматизма Апаран-Анкаванского массива долгое время не получали должного освещения вопросы геологии интрузивов гранитного состава. Если для Арзакан-Бжнийского массива гнейсовидных гранитов (или мигматит-гранитов, по мнению некоторых исследователей) вопросы геологии, петрохимии, минералогии и радиогеохронологии рассматривались в достаточном объеме, то по гранитам Апаран-Анкаванского массива имелись весьма неполные сведения (Котляр, 1958; Белов, Соколов, 1973; Баласанян, 1975; Багдасарян, Чибухчян, 1976; "Магматические и метаморфические формации Армянской ССР", 1981; Агамалян, 1978), некоторые из них требуют дополнительной разработки или переоценки.

Высказывались разные взгляды и о времени формирования пород тоналитовой формации (Анкаванский, Такарлинский, Миравский интрузивы и т.д.), что обусловлено отсутствием в некоторых случаях перекрывающих толщ (Анкаванский массив) или недостаточно точно выявленными взаимоотношениями их с вмещающими породами (Такарлинский массив), в силу чего рядом исследователей ранее они рассматривались как третичные образования по аналогии с заведомо палеогеновыми интрузивами Памбако-Базумской области. Данные, полученные в последние годы, позволили достаточно обоснованно рассматривать возраст интрузивов тоналитового комплекса как нижнемеловой (Джрбашян и др., 1967; Габриелян и др., 1968;

Хоренян, 1975; "Магматические и метаморфические формации Армянской ССР", 1981 и др.).

2. Геология интрузивных комплексов

2.1. Плагиигранитный интрузивный комплекс (кембрий-докембрий?)

Интрузивы рассматриваемого комплекса пользуются весьма широким распространением в пределах Цахкуняцкого антиклинория, выступая в толще кристаллических сланцев (амфиболовые сланцы, амфиболиты) в виде ряда крупных тел площадью до 12 кв.км и нескольких десятков более мелких выходов с прихотливой конфигурацией и многочисленными отходящими от них апофизами, часто мигматизирующими вмещающие сланцы. Подавляющее большинство тел плагиигранитов, в том числе и крупные, обнажаются в области водораздела бассейнов рр.Мармарик и Касах.

К числу крупных относятся Адамадзорский, Ходжадзорский, Восточно-Лусагяхский и Чкнахский выходы.

Адамадзорский интрузив площадью около 12 кв.км обнажается в верхнем течении одноименной речки (левый приток р.Мармарик), будучи вытянут в близширотном направлении. Ходжадзорский массив (площадь около 8 кв.км) также вытянут в близширотном, ЗСЗ направлении и вдоль почти всей своей южной границы контактирует с прорывающим его Анкаванским тоналитовым интрузивом. Восточно-Лусагяхский интрузив площадью 2 кв.км находится примерно в 2,5 км восточнее с.Лусагях, обнажаясь в основном на правом борту ущелья. Чкнахский интрузив расположен в 2 км к северу от одноименного села, ближе к водораздельной части хребта; площадь около 1,5 кв.км.

В структурно-тектоническом отношении характерна приуроченность большинства интрузивов плагиигранитов к зоне (или сопридельной с ней полосе) сочленения Цахкуняцкого жесткого блока с Севано-Ширакским синклиниорием, имеющей близширотное северо-западное простирание. При этом последнему отвечает направление вытянутости подавляющего большинства этих интрузивов. Залегают они преимущественно согласно в виде пластовых тел, реже дискордантно к вмещающей толще. Прозилки выполнения плагиигранитов нередко вместе с вмещающими амфиболовыми сланцами образуют складки, а при их небольшой мощности - вплоть до микроскладок, с образованием пloyчатых текстур (рис.3).

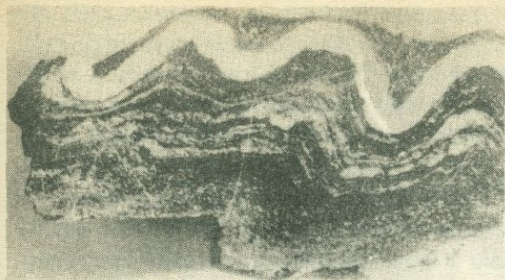


Рис.3. Прожилок плагиогранита с вмещающими амфиболовыми сланцами. Штуф, 1/2 натуральной величины.

Размеры интрузивов колеблются от десятков и до сотен метров в мощности, а по простиранию наиболее крупные прослеживаются до 4 км и редко более. Внедрение плагиогранитов сопровождается интенсивно проявленным процессом мигматизации.

Характерно наличие большого количества ксенолитов сланцевых пород (с сохранностью их ориентировки относительно вмещающих толщ), размеры которых резко варьируют от нескольких кв. сантиметров до сотен кв. метров. Гораздо реже и, как правило, только у относительно крупных тел на отдельных участках наблюдаются резко рвущие контакты с обилием разноориентированных обломков пород стенок камеры или подводящего канала (к примеру, подобные взаимоотношения плагиогранитов с вмещающими породами наблюдаются на правой стороне дороги Туджур-Анкаван в перевальной части хребта).

Интрузии плагиогранитов не дифференцированы, жильные породы в них почти отсутствуют и лишь в единичных случаях встречаются плагиоаплиты и плагиопегматиты. Представлены они светло-серыми породами различной размерности — от мелко- до крупнозернистых, изредка порфириовидных. В мелко- и среднезернистых разностях иногда наблюдается слабо выраженная полосчатость, обусловленная ориентированностью мелких чешуек темноцветных минералов; она относительно четче проявляется в юго-западной части Ходжадзорского массива, где под углом срезается породами нижне-мелового Анкаванского гранитоидного интрузива.

В своем подавляющем большинстве интрузивы сложены средне- и мелкозернистыми породами. Крупнозернистые разности слагают как небольшие участки среди крупных тел среднезернистых плагиогранитов, с которыми они связаны постепенными переходами, так и отдельные мелкие выходы, особенно часто встречаемые в водораз-

дельной части хребта. В отдельных случаях, в эндоконтактах плагиогранитных массивов встречаются лейкократовые кварцевые диориты, которые маломощной полосой (10-20 м) протягиваются в Восточно-Лусагяхском массиве, а также в 1,5-2 км к юго-востоку от него на водоразделе. Плагиограниты нередко милонитизированы.

Отсутствие прямых геологических данных вносит много дискуссионного в вопрос о времени формирования плагиогранитных интрузивов. Об их возрасте можно судить лишь по косвенным данным или некоторым соотношениям с другими интрузивными образованиями.

Калий-аргоновое датирование плагиогранитов затруднено вследствие незначительного содержания в них калия и потери части радиогенного аргона под термальным и контактовым воздействием поздних интрузий (в неокоме и палеогене), тяготеющих к зоне сочленения Севано-Ширакского синклинария с Цахкуняцким блоком. Так, имеющиеся данные (Афанасьев и др., 1960; Багдасарян, Гукасян, 1961; Багдасарян, 1966) были объединены по близким значениям в четыре возрастные группы (Багдасарян, Чибухчян, 1976), причем четвертая (наиболее молодая) - 56±59 млн. лет получена для пород Ходжадзорского выхода, хотя последний прорывается нижнемеловым Анкаванским гранитоидным массивом (Чибухчян, 1966).

Детальный анализ геологических данных, петрографических, петрохимических и других особенностей пород плагиогранитной формации свидетельствует о том, что все они являются разновозрастными образованиями, а широкий интервал значений не может служить основанием для их возрастного расчленения.

По геологическим данным плагиограниты подобного состава и степени дислоцированности, локализованные исключительно в породах метаморфической толщи и вместе с ними претерпевшие последний метаморфизм, являются по крайней мере дотуронскими на основании факта нахождения их галек в базальных конгломератах турона (верховья р. Мармарик у г. Ухта-кар). Кроме того их обломки в большом количестве встречаются и в инъекционных брекчиях среди пород древней вулканогенной толщи (диабазовые порфиристы); последняя на многих участках прорвана лейкогранитами, возраст которых по радиологическим данным (рубидий-стронциевый метод) определяется в 370 ± 15 млн. лет, что соответствует нижнему палеозою. Кроме того, устанавливается более древний возраст плагио-

тов по отношению к лейкогранитам, которые в контакте с последними (примерно в 3 км к СВ от с.Меликгюх) несут следы милонитизации и калиевого метасоматоза (с появлением позднего решетчатого калинатрового полевого шпата, развивающегося вдоль стыков минералов и микротрещин в них).

2.2. Габбровый интрузивный комплекс (кембрий?)

В состав габбровой формации включены интрузивные породы основного состава, локализованные в кристаллическом массиве Цахкуняцкого антиклинория. Представлены они габбро-амфиболитами, роговообманковыми и пироксен-роговообманковыми габбро, меланогаббро, редко кварцевыми габбро.

Интрузивы основного состава Цахкуняцкого антиклинория пользуются широким, неравномерным распространением в толще кристаллических сланцев (кембрий-докембрий?) в виде мелких, нередко средних по размерам штоковидных, дайкообразных и пластовых тел. Сравнительно крупные тела отмечены в среднем течении р.Далар, в районе с.Дзораглух (Паффенгольц, 1938), в районе с.Лусатх (Чибухчян, 1966; Багдасарян, Чибухчян, 1976); много мелких тел было встречено также в бассейне рр.Касах, Мармарик (Котляр, 1958; Аракелян, 1959; Агамалян, 1978 и др.).

Интрузивы габбровой формации имеют секущий по отношению к вмещающей сланцевой толще характер, даже в тех случаях, когда подвержены частичному рассланцеванию, и при этом в зоне контакта нередко наблюдается слабое ороговикование вмещающих пород, а в отдельных случаях появляются скарны (у перевала Бжунял и др.). В.Н.Котляр (1958), отмечая рассланцевание местами этих интрузивов с постепенными переходами во вмещающие сланцы, склонялся к представлению о допалеозойском времени их внедрения; в своей поздней работе К.Н.Паффенгольц (1970), ранее разделявший эту точку зрения, отмечает секущий характер интрузивов основного состава, дающих местами пирогенные контакты с вмещающими сланцами, относя их к проявлениям новокаледонской орогенической фазы. С.И.Баласанян (1975) считает возможным выделение самостоятельной габбровой формации, формирование которой происходило в собственно геосинклинальную стадию развития байкало-каледонского мегаэтапа, причем условно они предшествуют возникновению пород плагиигранитной формации.

Как видим, в вопросе о времени формирования интрузивов габбровой формации имеется много нерешенного и дискуссионного.

Так, нет достаточных оснований рассматривать все интрузивы габброидного ряда синхронными внедрениями, не разорванными между собой значительным диапазоном времени. К примеру, дайкообразные тела диабазов, габбро-диабазов, локализованных в сланцевой толще, имеют более свежий облик с ясно выраженной диабазовой структурой, а подобные породы прорывают также вышележащие отложения верхнего мела северо-восточнее с.Бжни и, по радиологическим данным, отвечают кампану-маастрихту и среднему эоцену (Багдасарян, Чибухчян, 1976).

Датировка интрузивов основного состава из-за незначительного содержания калия в породах затруднительна и единичные определения по калий-аргоновому методу, дающие 140-145 млн. лет (Багдасарян, Чибухчян, 1976), не могут служить основанием для отнесения этого комплекса к позднеюрскому возрасту. По крайней мере для ряда габброидных тел установлен более древний, чем для плагиогранитных интрузивов, возраст (Котляр, 1958; Аракелян, 1959).

Исходя из вышеизложенного, формирование интрузивов основного состава следовало бы связать с разновозрастными тектоническими событиями преимущественно дизъюнктивного характера, имевшими место на Цахкуняцком антиклинории предположительно между нижним палеозоем и поздней юрой.

В свете имеющихся литературных данных и нового материала по взаимоотношениям между отдельными интрузивами, а также с вмещающими породами, нам представляется достаточно обоснованным выделение в пределах Цахкуняцкого антиклинория по крайней мере четырех возрастных групп (дотуронских) пород габброидного ряда.

К первой возрастной группе относятся габброиды, претерпевшие интенсивный метаморфизм и превращенные в крупнозернистые габбро-амфиболиты (р-н с.Дзораглух и др.). Они являются наиболее древними интрузивными образованиями (основного состава), а ныне входят в состав пород метаморфического комплекса.

Ко второй возрастной группе относятся габбро Даларского типа (роговообманковые габбро), которые слабо или совершенно не рассланцованы, имеют резкие контакты с вмещающей сланцевой толщей и по отношению к породам первой группы являются более молодыми, хотя и локализованы в пределах кристаллического массива.

Отличия этих двух групп габброидов выражаются в текстурно-

структурных особенностях пород, а также в различиях минерального состава (прежде всего характер темноцветного минерала, представленного в одном случае магнетиальным, а в другом — железистым амфиболом). Возраст габброидов первой и второй групп определяется по наличию обломков габбро-амфиболитов и роговообманковых габбро в инъекционных брекчиях диабазовых порфиритов апаранской вулканогенной толщи. Поскольку возраст последней принимается нами как нижнепалеозойский, то эти габброиды должны рассматриваться как докембрийские образования (в вышеприведенной последовательности формирования), предшествующие внедрению прорывающих их пород плагиогранитной формации.

В третью возрастную группу включены интрузивы габброидов Лусагяхского типа (пироксен-роговообманковые габбро), которые имеют активный контакт с вулканогенными породами апаранской свиты, а их гальки встречаются в базальных конгломератах турона. Следовательно, время внедрения этих интрузивов по геологическим данным укладывается в довольно значительный возрастной интервал — послекембрийский-дотуронский. К особенностям минерального состава пород этой группы необходимо отнести в первую очередь появление в них в значительных содержаниях моноклинного пироксена, который наряду с резко преобладающим амфиболом, интенсивно замещающим его, является одним из главных минеральных компонентов. Габброидам этой группы, учитывая их значительную изменчивость и отсутствие в соседних районах подобных пород, в определенной степени условно приписывается нами нижнепалеозойский возраст.

Косвенной причиной отнесения третьей группы габброидов к нижнему палеозою является то обстоятельство, что небольшие тела основных пород (преимущественно габбро-диабазы), прорывающие гнейсо-граниты с возрастом 370 ± 15 млн. лет и имеющие довольно свежий облик, рассматриваются как юрские образования, поскольку сходные породы у коч. Сарыбудаг, судя по данным радиологических определений, как отмечалось выше, имеют по крайней мере верхнеюрский возраст. Вот эти последние и выделены в четвертую возрастную группу интрузивов основного состава.

В настоящей работе рассматриваются главным образом габбро лусагяхского типа, пользующиеся значительным развитием в пределах Апаран-Анкаванского массива и выделенные в самостоятельный габбровый комплекс. Сюда включены габбро Лусагяхского массива,

небольшие тела к северо-западу от с.Лусагюх, к югу от с.Сараландж и г.Дамрик и т.д. Интрузивы этого комплекса локализованы в Цахкуняцком антиклинории, в зоне его сочленения с Анкаван-Сюникским глубинным разломом, и представлены однофазными массивами, сложенными в центральных частях крупно- и среднезернистыми разностями, постепенно переходящими в эндоконтактовых зонах в мелкозернистые.

Наиболее крупным является Лусагюхский массив площадью около 1 кв.км, обнажающийся непосредственно у восточной окраины одноименного села и к северу от него; южный выход этого массива отделен от основного узкой (до 30 м) полосой современных речных отложений. Остальные интрузивы по площади развития небольшие и в плане имеют изометричную или несколько вытянутую форму. Как правило, это штокообразные и реже дайкообразные тела, в целом приуроченные к субмеридиональным структурам, сформировавшимся в кембрийское время в связи с растяжением и взламыванием жесткой континентальной коры.

2.3. Гранито-гнейсовый (мigmatит-гранитовый) комплекс (девон?)

На Цахкуняцком антиклинории интрузивы гранито-гнейсовой формации представлены крупным Арзакан-Бжнийским массивом и более мелкими выходами, будучи локализованы в пределах древней метаморфической толщи.

Арзакан-Бжнийский массив площадью в 10 кв.км обнажается на юго-восточном крыле Арзаканской антиклинали между сс.Арзакан и Бжни, а небольшие выходы района наших исследований - в ядрах антиклинальных структур в полосе сс.Лусагюх-Чкнах.

Верхний возрастной предел пород этой формации определяется трансгрессивным налеганием отложений коньяка-сантона на размытой поверхности кристаллосланцевой толщи и прорывающих ее древних и нижнемеловых интрузивов.

К.Н.Паффенгольц (1937, 1970), параллелизуя с древними гранитами Лок-Джандарского и Дзирульского массивов, относит Арзаканский массив (гнейсовидные граниты, по автору) к кембрию-докембрию, считая его наиболее древним в Армении. Их древний возраст обосновывается также исследованиями В.А.Агамаляна (1974). Этого же мнения придерживается С.И.Баласанян (1975), условно принимающий, что сначала формировалась плагiogранитная форма-

ция, а затем гранито-гнейсовая.

Большинство исследователей (Паффенгольц, 1970; Агамалян, 1974; Баласанян, 1975; Меликсетян, 1977) отмечает, что в основном гранито-гнейсы от вмещающей сланцевой толщи не ограничиваются, давая с ними постепенные переходы при широком развитии процессов гранитизации и мигматизации. Реже наблюдаются обособления гранитов анатектического типа в виде небольших секущих или согласных автохтонных тел в кварц-слюдистых сланцах и гнейсах.

Сходные взаимоотношения между гранитами и гнейсами отмечались в полосе сс. Лусагях, Сараландж и Варденис также А.А.Беловым и С.Д.Соколовым (1973), В.А.Агамаляном (1978), автором ("Магматические и метаморфические формации Армянской ССР", 1981).

Г.П.Багдасарян называет породы Арзакан-Бжнийского массива мигматит-гранитами, считая, что они образовались путем тонкой инъекции по плоскостям сланцеватости слюдистых сланцев аплитовидного лейкократового гранитного расплава, т.е. рассматривает их как артериты.

Результаты радиологических исследований последнего времени со всей определенностью указывают на древний возраст пород Арзакан-Бжнийского массива, поскольку по гранито-гнейсам и альбититам получена рубидий-стронциевая изохрона с возрастом 620 млн. лет, свидетельствующая о байкальской консолидации фундамента Цахкунк-Зангезурской структурно-формационной зоны (Агамалян и др., 1982).

Переходя к рассмотрению образований района наших исследований, отметим, что между апаранскими выходами гранитов и Арзакан-Бжнийским массивом, несмотря на значительное сходство пород, существуют определенные различия, проявляющиеся и в их геологическом положении. Так, Арзакан-Бжнийский массив локализован исключительно среди сильно метаморфизованных пород, в то время как породы апаранских выходов имеют активные контакты в своих западных частях с вулканогенной толщей (апаранская свита). К этому следует добавить, что в инъекционных брекчиях внутри диабазов, среди многочисленных обломков пород древних интрузивов (роговообманковые габбро, плагиограниты и т.д.) граниты не встречаются. Эти различия наводят на мысль о возможной разновозрастности указанных интрузивных образований.

Породы рассматриваемого в настоящем разделе комплекса сла-

гают несколько изолированных друг от друга выходов, имеющих близмеридиональное расположение и протягивающихся в общем направлении (с юга на север) от с.Варденис до южных склонов г.Дамрик и далее в ущелье к востоку от с.Меликтух.

Варденисский выход в виде изолированного тела площадью около 1,5 кв.км обнажается близ одноименного села на левом борту ущелья р.Касах. Лусагяхский выход площадью 2,5 кв.км,будучи с юга отделен от Варденисского полосой вулканогенно-осадочных образований района с.Сараландж, протягивается несколько с прихотливой конфигурацией до южных склонов г.Дамрик, где чуть к северу от него расположен Дамрикий выход, представляющий собою небольшое изолированное тело.

Внедрение этих тел имело место по Лусагяхскому (Карандутскому) надвигу (Белов, Соколов, 1973), сопровождаясь сильной мигматизацией и гранитизацией вмещающих кварц-слюдистых сланцев. Послойные инъекции гранитного материала придают породам гнейсовидный облик, наиболее четко проявленный в восточной части массива, где в его экзоконтактной полосе встречаются многочисленные кварцевые жилы или участки окварцевания, прослеживаемые вдоль слоистости сланцев. Здесь наблюдаются постепенные переходы от крупнозернистых, нередко порфиоровидных гранитов, через гнейсо-граниты, к гнейсам. С запада массив контактирует с вулканогенными породами апаранской свиты, в которых отмечается ороговикование, а также проникновение апофиз гранитоидов.

Граниты в основном имеют лейкократовый облик с ясно видимыми порфиоровидными выделениями кварца, в виде округлых глазков размером до 1 см, а изредка полевого шпата; в эндоконтакте с вулканитами состав пород приближается к гранодиоритам. Местами отмечается аляскитовый состав пород, пользующихся наибольшим распространением в Дамриком выходе.

Необходимо отметить, что при довольно стабильном содержании кварца в породах комплекса наблюдаются значительные вариации в соотношении плагиоклаза и калинатрового полевого шпата.

С целью возрастного датирования пород рассматриваемого комплекса в лаборатории изотопных исследований ИГиН АН Армянской ССР были произведены радиогеохронологические определения гранитов из трех разобренных выходов (Лусагяхский, Дамрикий и Варденисский выходы). Вычисленный по рубидий-стронциевой изохроне возраст составляет 370 ± 15 млн.лет ($\lambda = 1,42 \cdot 10^{-4} \text{ лет}^{-1}$) при пер-

вичном отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,7055 \pm 0,0008$, где ошибки выражены в виде одного квадратичного отклонения (1σ). Пониженные значения возраста (около 230 млн. лет), полученные по трем образцам, указывают на то, что в последующей геологической истории своего существования они не оставались замкнутыми по отношению к рубидию и стронцию. Последнее обстоятельство находит свое подтверждение в значительной раздробленности пород комплекса, среди которых нередко наблюдаются зоны милонитизации.

С учетом всех данных время формирования отмеченного комплекса можно рассматривать по меньшей мере как девонский (Багда-сарян и др., 1984).

2.4. Тоналитовый комплекс (нижний мел)

Интрузивы тоналитовой формации пользуются довольно широким развитием на Цахкуняцком антиклинории и представлены сравнительно крупными Анкаванским, Такарлинским, Гехаротским, а также Агверанским и небольшим Миракским массивами. Они развиты в зоне сочленения Цахкуняцкого блока с Севано-Ширакским синклинорием, будучи приурочены, как правило, к зоне Анкаванского глубинного разлома или внедрены в ядра антиклинальных структур.

В вопросе возрастной датировки вышеотмеченных интрузивов тоналитовой формации существуют различные представления.

Некоторые исследователи придерживаются мнения об их три-тичном возрасте, обосновывая его прорыванием Гехаротским интрузивом сенонских известняков (Паффенгольц, 1970), прорыванием вулканогенных пород эоцена Такарлинским интрузивом (Котляр, 1958). Поскольку Анкаванский массив не выходит за пределы развития пород метаморфического комплекса, прорывая их, и перекрывается липаритами неогенового возраста, то его датировка, как правило, рассматривалась в свете представлений о возрасте Такарлинского массива, учитывая сходство и территориальную близость обоих интрузивов (отделены друг от друга неширокой перемычкой вмещающих пород и современных отложений). Эти интрузивы, как и другие гранитоидные массивы бассейна р.Мармарик, К.Н.Паффенгольцем и В.Н.Котляром относятся к проявлениям верхнеэоценового магматического цикла.

Однако в отношении Анкаванского интрузива еще А.Г.Мидяном было высказано мнение о его дотуронском возрасте. Определения абсолютного возраста, произведенные по породам Анкаванского и

Такарлинского интрузивов, с учетом влияния наложенных процессов позволили более определенно говорить о нижнемеловом времени их формирования (Багдасарян и др., 1962; Багдасарян, 1966; Чибухчян, 1966).

Важным фактом является нахождение галек пород, составляющих ряд тоналитовых массивов, в базальных конгломератах турона-коньяка (Асланян, 1958 и др.).

Говоря о нижнемеловом интрузивном магматизме, отметим, что рядом исследователей (Багдасарян, Абовян и др., 1963) было отмечено сходство между Гехаротским и Агверанским интрузивами, с одной стороны, и Шнох-Кохбским гранитоидным массивом — с другой, возраст которых, по радиогеохронологическим данным, а в части последнего и по геологическим, определялся как неокомский. В плане тектонического развития Малого Кавказа, связывая с ранне-альпийской складчатостью внедрение Алаверди-Ноемберянской группы гранитоидных интрузий Сомхето-Карабахской зоны (неокомская фаза), А.А.Габриелян (1964) считает вполне возможным, что "...к этому этапу проявления плутонического магматизма относятся также гранитоидные интрузии Спитакского перевала и части Арзаканского массива... они расположены вдоль Анкаванского глубинного разлома, ограничивающего юрский эвгеосинклинальный прогиб с юго-запада". К этим интрузивам неокомского возраста мы относили (Чибухчян, 1966) также Анкаванский и Такарлинский массивы сходного состава, которые, располагаясь вдоль зоны Анкаванского разлома, замыкают его в центральной части. Нижнемеловой возраст Анкаванского, Такарлинского, Гехаротского и некоторых других интрузивов тоналитовой формации подтверждается многими исследователями (Багдасарян, 1966; Хоренян, 1974, 1975; Меликсетян, 1976 и др.), будучи подкреплен в ряде случаев новыми фактическими данными по их геологии.

К числу последних относятся отсутствие контактового воздействия Гехаротского интрузива на сенонские известняки (Епремян, 1964; Арутюнян, 1964; Хоренян, 1975; Багдасарян, 1977) и Такарлинского интрузива на вулканогенные породы эоцена (Чибухчян, 1966; Меликсетян, 1976; Карапетян, 1968). По поводу последнего отметим, что контактовые изменения вмещающей толщи связаны с воздействием интрузива граносиенитов верхнеэоценового возраста, прорывающего и Такарлинский массив, формирование которого, следовательно, происходило по крайней мере в доверхнеэоценовое вре-

мя.

Таким образом, большинством исследователей возраст интрузивов рассматриваемого комплекса на основании геологических и радиогеохронологических данных принимается как нижнемеловой.

В пределах района исследований находятся Анкаванский и Миракский интрузивы, а в непосредственной близости от него — Таркарлиинский и Гехаротский. В своем большинстве это крупные, штоко- или несколько дайкообразной формы полифазные массивы, характеризующиеся широким развитием жильно-магматических пород. Последние делятся на две большие группы: а) генетически связанные с определенными интрузивами жильные граниты, аплиты и пегматиты, которые встречаются преимущественно в краевых частях массивов, и б) разорванные во временном интервале и связанные

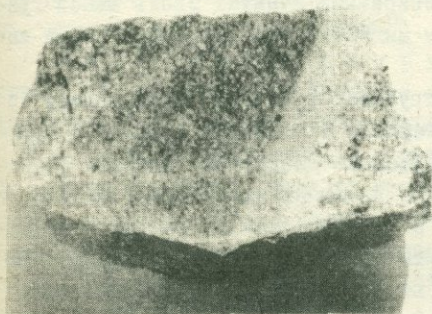


Рис. 4. Резкий контакт пород Анкаванского интрузива (светлая пегматоидная оторочка) с плагиогранитами. Штуф, 1/2 натуральной величины.

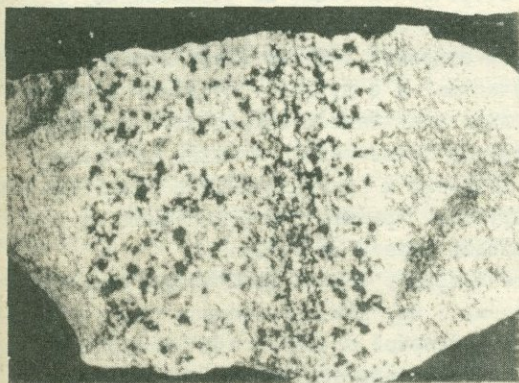


Рис. 5. Апофиза кварцевых диоритов Анкаванского интрузива в плагиогранитах. Штуф, 2/3 натуральной величины.

лишь парагенетически жильные образования, выделенные в комплексе малых интрузий.

Анкаванский интрузив площадью около 13 кв.км вытянут в ЗСЗ направлении (при длине до 9 км), обнажаясь в целом в верховьях р.Мармарик и его притоков, хотя небольшие "язычки" выступают из-под чехла мио-плиоценовых липаритов г.Дамрик и в бассейне р.Касах.

Вдоль почти всей своей северной границы интрузив контактирует с Ходжадзорским массивом плагиогранитов, где на ряде участков отмечается срезание под углом полосчатости последних и их перекристаллизация, образование лейкократовых пегматоидных островочек в кварцевых диоритах (рис.4), а также проникновение апофиз интрузива в виде маломощных прожилков в плагиограниты (рис.5). На остальных участках Анкаванский интрузив контактирует со сланцевой толщей, причем в нескольких пунктах вдоль южной границы массива наблюдаются зоны мигматизации вмещающих пород шириной до 4-5 м.

В центральных частях интрузива (участки "Центральный" и "Дамир-Магара") породы представлены в основном средне- и крупнозернистыми тоналитами и кварцевыми диоритами, которые постепенно сменяются гранодиоритами, имеющими здесь сравнительно ограниченное развитие. В южной и юго-западной же частях интрузива тоналиты и кварцевые диориты пользуются меньшим распространением, а ведущую роль начинают играть гранодиориты, которые местами сменяются гранитами (по руч.Шршр). Граниты и близкие к ним по составу породы встречаются также по р.Намазелян, где они слагают участок площадью чуть менее 1 кв.км. Еще В.Н.Котляр (1958), отмечая, с одной стороны, наличие жилков гранита в кварцевых диоритах этого участка, а с другой - отсутствие резких контактов между кварцевыми диоритами и гранитами, рассматривал граниты как поздние, однако сравнительно близкие по времени внедрения к кварцевым диоритам и гранодиоритам образования, выделяя их в субфазу интрузива. Граниты в юго-западной части массива имеют четко выраженный рвуший характер.

Надо отметить, что интрузив разбит многочисленными, большей частью мелкими нарушениями с широким проявлением гидротермального изменения пород. Характерной особенностью Анкаванского интрузива является наличие значительного количества ксенолитов, размеры которых, в отличие от других массивов тоналитового комп-

лекса, достигают нескольких метров, будучи приурочены преимущественно к эндоконтактовым зонам. В интрузиве отмечаются и "дайкообразные" ксенолиты, имеющие вытянутость, совпадающую с таковой самого массива (Котляр, 1958).

Судя по характеру контактовой поверхности, вскрытой разведочными выработками вдоль северной границы, интрузив имеет крутое северное падение.

К жильной серии, генетически связанной с интрузивом, относятся многочисленные маломощные жилы аплитов и пегматитов, пользующиеся наибольшим развитием в западной и юго-западной частях массива. К этим же участкам приурочены тела жильных гранитов, где они в виде сравнительно крупных (мощностью 0,4–0,7 м, изредка до 1,5 м), реже серий маломощных жил прослеживаются на многие десятки метров обычно в близмеридиональном, ССЗ направлении, имея крутые падения (70–90°).

М и р а к с к и й и н т р у з и в, имеющий штокообразную форму, обнажается в бассейне р.Касах, на западном склоне водораздельного отрога близ с.Мирак. Площадь интрузива около 1,5 км. В целом контактирует с вулканогенными породами (базальтовыми порфиритами), хотя на восточном фланге участками обнажаются и метаморфические сланцы, претерпевшие воздействие интрузива, причем здесь, как и в случае с Анкаванским массивом, местами отмечается возникновение лейкократовых пегматоидных отрогов в его эндоконтакте.

В Миракском интрузиве наибольшим распространением пользуются тоналиты и кварцевые диориты, которые в юго-западной части массива сменяются кварцевыми монцодиоритами (фа́ция эндоконтактов), а в северо-восточной части – гранодиоритами. В северо-восточной и восточной частях массива встречаются многочисленные тела жильных гранитов, которые в ряде случаев немного выходят и за пределы интрузива, будучи генетически связаны с последним. Весьма многочисленны преимущественно маломощные жилы аплитов и пегматитов, которые пользуются повсеместным развитием по всему массиву, хотя отмечается и некоторая приуроченность к краевым частям.

Т а к а р л и н с к и й и н т р у з и в площадью около 30 кв.км обнажается в непосредственной близости от Анкаванского массива в верхнем течении р.Мармарик. Интрузив размещен в метаморфической толще, контактируя с севера с прорывающим его телом

граносиенитов верхнеэоценового возраста.

Массив, имеющий штокообразную форму, как по составу составляющих его пород, так и структурной позиции сходен с Анкаванским, будучи сложен в основном средне- и крупнозернистыми тоналитами с подчиненным развитием кварцевых диоритов. Гранодиориты пользуются распространением в восточной части интрузива, где местами они постепенно переходят в граниты, а непосредственно в эндоконтакте с граносиенитами (на северо-восточном участке) — в граносиениты и сиениты, что обусловлено явлениями калиевого метасоматоза.

2.5. Малые интрузии (верхн.эоцен-нижн.олигоцен)

Жильно-магматические породы Апаран-Анкаванского массива, разорванные от рассмотренных интрузивных комплексов значительным временным интервалом, выделены в комплекс самостоятельных малых интрузий в понимании Ф.К.Шипулина (1964).

Подобные образования пользуются весьма широким распространением и развиты преимущественно среди или близ интрузивов, но нередко и далеко за их пределами. Исследованиями В.Н.Котляра (1958), П.Д.Яковлева (1960) и других здесь выделяются в основном следующие типы жильно-магматических пород: гранит- и гранодиорит-порфиры, спессартиты, диоритовые порфириты, сиенит-порфиры и т.д. На Анкаванском месторождении П.Д.Яковлевым установлена следующая последовательность в их образовании: 1) аплиты и пегматиты, 2) гранит-порфиры (малые интрузии), 3) граносиенит-порфиры, 4) гранодиорит-порфиры, 5) лампрофиры, из коих первые (аплиты и пегматиты) рассмотрены нами ранее в качестве жильной фазы интрузивов тоналитового комплекса.

В настоящем разделе приведена краткая характеристика следующих жильно-магматических образований, пользующихся наибольшим распространением и выделенных в три группы:

I. Диорит- и габбро-порфириты

II. Лампрофиры

III. Гранит- и гранодиорит-порфиры

В первую группу пород включены кварцевые диорит- и диорит-порфириты, а также габбро-порфириты, широко развитые как в пределах отдельных интрузивов (как правило, тоналитового комплекса), так и вне их в виде крупных даек мощностью обычно 0,5-0,7 м, но нередко достигающие и 2-3 м. Прослеживаются они преимущест-

венно в близмеридиональном направлении на многие десятки метров, имея крутые углы падения. Для всех них характерно наличие зон закалки мощностью 1-2 см. По составу они относительно близко стоят к породам тоналитового комплекса и в возрастном отношении оторваны от последних, по-видимому, не столь значительным интервалом. По данным Р.А.Хоренян (1975), в северо-западной части Цахкуняцкого антиклинория диоритовые дайки имеют значения абсолютного возраста 84 ± 5 млн. лет, а габбровые дайки - 70 ± 7 млн. лет.

Среди лампрофиров, представленных всеми разновидностями диоритового ряда - от малхитов до одинитов, наибольшим распространением пользуются спессартиты. Дайки этой группы жильных пород, встречаясь повсеместно в центральной части Цахкуняцкого антиклинория, наиболее распространены в верховьях р.Мармарик. Будучи широко развиты в пределах интрузивов тоналитового комплекса, лампрофиры встречаются в значительной мере и вне их пределов, в кристаллосланцевой и вулканогенной толщах. Дайки секут не только интрузивы тоналитового комплекса, но и интрузивы палеогенового возраста (Базумский интрузив и т.д.). Для лампрофиров верховьев р.Мармарик имеются значения возраста 36 ± 2 млн. лет (Багдасарян и др., 1962). Дайки лампрофиров прослеживаются на сотни метров преимущественно в близширотном, реже в северо-восточном направлениях, имея крутые углы падения на юг; мощность их обычно колеблется в пределах 2-3 м, хотя отмечаются и значительно более крупные (до нескольких десятков метров). Как правило, это темного цвета мелкозернистые и плотные породы без порфировых выделений.

В третью группу жильно-магматических пород выделены гранит- и гранодиорит-порфиры, которые пользуются широким развитием в Апаран-Анкаванском массиве, особенно в пределах Анкаванского интрузива или вблизи него. Многочисленные данные абсолютного возраста по гранит- и гранодиорит-порфирам центральной части Цахкуняцкого антиклинория (Багдасарян и др., 1962; Багдасарян, 1966; Чибухчян, 1966; Багдасарян и др., 1968), отвечающие в среднем 33 ± 2 млн. лет, определенно указывает на их нижнеолигоценый возраст. Гранит-порфиры обычно слагают небольшие тела дайкообразной, реже изометричной формы. Гранодиорит-порфиры же встречаются в виде крупных даек, прослеживаемых на многие сот-

ни метров (изредка до 1 км) в близширотном, реже в ССВ направлениях как в пределах интрузивов, так и вне их; мощность даек обычно колеблется в пределах 2-4 м, хотя достигает в ряде случаев одного-двух десятков метров.

ПЕТРОГРАФИЯ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Магматические образования Цахкуняцкого антиклинория, включенные в состав соответствующих интрузивных комплексов, с той или иной детальностью петрографического изучения рассмотрены в работах ряда исследователей (Котляр, 1958; Багдасарян, 1966; Назарян, 1965; Агамалян, 1970, 1978; Белов, Соколов, 1973; Багдасарян, 1975; Багдасарян, Чибухчян, 1976; Меликсетян, 1977; Хоренян, 1975, 1982 и др.), а также в работе коллектива авторов "Магматические и метаморфические формации Армянской ССР" (1981), и поэтому ниже дана лишь их краткая характеристика.

Все породы классифицированы и поименованы в соответствии с рекомендациями Межведомственного Петрографического комитета СССР (Классификация и номенклатура плутонических горных пород, 1975).

1. Плагииогранитный комплекс

Массивы, включенные в плагииогранитный комплекс Цахкуняцкого антиклинория, слабо дифференцированы, жильные породы в них почти отсутствуют и лишь в редких случаях встречаются аплиты и пегматиты аналогичного состава.

Плагииограниты слагают как крупные, так и мелкие тела, как правило, сопровождаемые полем мигматитов — тонкими инъекциями

гранитного материала вдоль слоистости вмещающих амфиболовых сланцев, нередко с образованием пloyчатых текстур (рис.6).

Плагииограниты представлены крупно-, средне- и мелкозернистыми, а также редко порфировидными разностями серовато-белого цвета. Иногда в эндоконтактах тел отмечается разгнейсованность пород. Структура пород под микроскопом гипидиоморфнозернистая, порфировидная с аллотриоморфнозер-

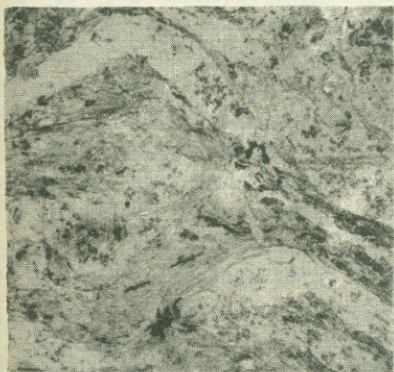


Рис.6. Мигматит с пloyчатой текстурой. Микрофото. Увел.20х, без анализатора.

вистой основной массой. Нередки прото- и катакlastические структуры.

В минеральном сложении пород принимают участие в качестве главных компонентов плагиоклаз и кварц, к которым в отдельных случаях присоединяются небольшие количества мусковита и биотита; в эндоконтакте плагиогранитов с амфиболовыми сланцами появляется роговая обманка. Вторичные минералы представлены хлоритом и эпидотом, а акцессорные — апатитом, ортитом, реже рудным минералом, цирконом, турмалином. Значительные содержания турмалина встречаются в небольших телах плагиогранитов в районе с. Курибогаз и к востоку от с. Меградзор. В плагиогранитных массивах, особенно в эндоконтактовых частях, выделяются кварцевые олигоклазиты, представляющие собой существенно полевошпатовые породы с небольшой примесью кварца и изредка темноцветного минерала; структурные, минералогические особенности этих пород, находящие свое отражение и в химическом составе, геологические условия их проявления свидетельствуют о метасоматической природе указанных образований.

К образованиям фации эндоконтактов относятся мелкозернистые лейкократовые кварцевые диориты; развитие их ограничено и количество темноцветного минерала, представленного игольчатым амфиболом, быстро уменьшается с удалением от контакта. Для лейкократовых кварцевых диоритов, помимо появления в них амфибола, устанавливается повышение основности плагиоклаза. Структура пород гипидиоморфнозернистая.

Для типичных плагиогранитов характерна стабильность количественно-минерального состава (Баласаян, 1975; Багдасарян, Чибухчян, 1976) — 67–75% плагиоклаза и 22–28% кварца с небольшими отклонениями в обе стороны; количество цветных минералов достигает 5%, редко более, чем и обусловлен лейкократовый характер отмеченных пород. Среди них по наличию и содержанию примесных минералов выделяются собственно плагиограниты, пользующиеся наибольшим развитием, слюдястые и турмалиновые плагиограниты.

Количественно-минеральный состав пород плагиогранитного комплекса приведен в табл. I и иллюстрируется на рис. 7. Ввиду полного отсутствия щелочного полевого шпата все точки пород на диаграмме системы "щелочной полевой шпат — кварц — плагиоклаз" располагаются на одной линии, отражающей соотношения между пла-

Таблица I

Количественно-минеральный состав пород плагиогранитной
формации

П о р о д а	Пл	Кв	Муск	Бн	Амф	Хл	Эп	Аки
Плаггиогнейс (I)	60,7	39,3						
Восточно-Лусатгский массив								
Плаггиогранит (4)	68,9	28,4				1,4	1,3	
Плаггиогранит муск. (2)	61,1	31,9	1,6			2,9	2,5	
Кв. олигоклазит (2)	87,3	10,9				0,5	1,3	
Лейк. кв. диорит (I)	71,0	13,2			13,8		2,0	
Плаггиопегматит (I)	46,8	48,6					4,6	
Плаггиоаплит (I)	69,5	29,3	1,2					
Ходжалзорский массив								
Плаггиогранит (2)	74,9	21,5				3,5		0,1
Плаггиогранит муск. (2)	70,6	26,0	3,4					
Кв. олигоклазит (I)	79,2	13,9			5,0	1,9		
Выходы р-на с. Анкаван								
Плаггиогранит (2)	67,0	26,8			1,4	1,2	3,1	0,5
Плаггиогранит слюд. (2)	59,9	34,9	2,6	0,4		1,5	0,5	0,2
Адамашворский массив								
Плаггиогранит (8)	68,3	24,8			0,4	4,7	1,6	0,2
Плаггиогранит слюд. (2)	63,0	32,0		5,0				
Кв. олигоклазит (5)	85,1	11,9				1,3	1,7	
Чинахский массив								
Плаггиогранит (10)	66,9	25,7			1,2	1,9	3,8	0,5
Плаггиогранит муск. (2)	59,8	33,3	4,6			0,8	1,5	
Кв. олигоклазит (2)	80,4	14,8				2,3	2,5	
Лейк. кв. диорит (I)	76,1	11,6			11,1			1,2
Плаггиоаплит (I)	70,1	23,4					6,5	
Плаггиопегматит (I)	29,4	70,6						
Медикитохские выходы								
Плаггиогранит (4)	66,1	29,8		0,2		3,0	0,6	0,3
Плаггиогранит слюд. (2)	61,1	33,3	2,9	2,2			0,5	
Кв. олигоклазит (I)	81,7	14,1	4,2					
Сев.-Туджурский выход								
Плаггиогранит (3)	71,0	27,1			0,6	0,4	0,9	
Плаггиогранит муск. (2)	68,2	22,0	6,7			0,5	2,2	0,4
Мелкие выходы водораздела рр. Касах и Мармарик								
Плаггиогранит (8)	67,0	26,4			0,2	3,3	3,1	
Кв. олигоклазит (2)	79,0	12,1				4,6	3,9	0,4
Лейк. кв. диорит (2)	72,2	8,7			14,4		2,0	2,7
Мелкие выходы басс. р. Касах								
Плаггиогранит (3)	67,1	30,2				1,1	1,4	0,2
Кв. олигоклазит (I)	76,7	11,7	1,0		8,7	1,9		
Мелкие выходы басс. р. Мармарик								
Плаггиогранит (3)	65,0	27,4				6,7	0,9	
Плаггиогранит слюд. (2)	68,1	27,1		4,4		0,4		
Плаггиогранит тузм. (I)	50,4	41,3				3,1		5,2 ^x
Кв. олигоклазит (2)	85,1	14,3				0,6		

x) представлен турмалином, выступающим в роли породообразующего минерала.

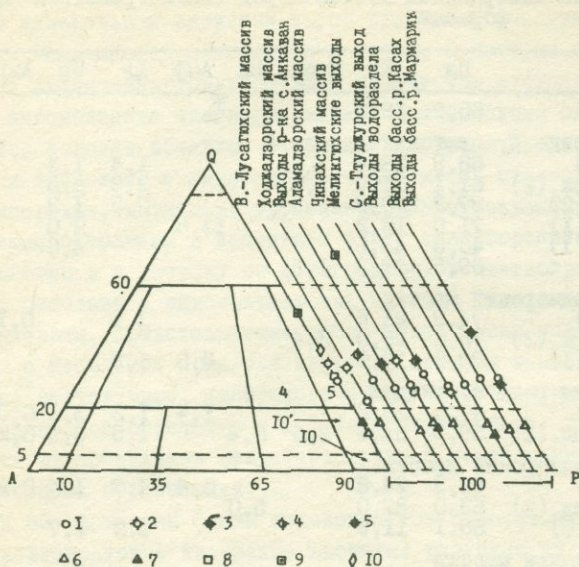


Рис.7. Диаграмма количественно-минерального состава пород плагиигранитного комплекса (средние по разновидностям).

Условные обозначения: 1 — плагиогранит, 2 — плагиогранит мусковитовый, 3 — плагиогранит биотитовый, 4 — плагиогранит двуслюдяной, 5 — плагиогранит турмалиновый, 6 — кварцевый олигоклазит, 7 — лейкократовый кварцевый диорит, 8 — аплит, 9 — пегматит, 10 — плагиогнейс.

Поля: 4 — гранодиориты, 5 — плагиограниты, 10' — кварцевые диориты/кварцевые анортозиты, 10 — диориты/анортозиты (олигоклазиты).

гиохлазом и кварцем.

Для всех массивов отмечается относительная стабильность соотношения кварца и плагиоклаза по разновидностям пород, причем для слюдяных плагиогранитов характерно несколько повышенное содержание кварца, а для кварцевых олигоклазитов — его резкое уменьшение.

П л а г и о к л а з, являющийся главным компонентом пород, в порфировидных плагиогранитах выступает и в роли крупных вкрапленников размером до 1 см, редко более. Порфировые выделения представлены преимущественно слабо зональными кристаллами,

имеющими более основной состав центральных частей (ядро - № 20-24, края - № 10-15); плагиоклаз основной массы, а также не порфиоровидных разностей по составу отвечает альбит-олигоклазу. Плагиоклаз в лейкократовых кварцевых диоритах имеет зональное строение и в целом более основной состав (ядро - № 30-35, края - № 25). В структурном отношении плагиоклаз почти полностью упорядочен (степень упорядоченности - 0,8-1,0), что свидетельствует об их принадлежности к низкотемпературной серии.

Плагиоклаз во всех разновидностях пород, как правило, слога-ет толстотаблитчатые, реже изометричные кристаллы, для которых характерно тонкое полисинтетическое двойникование по альбитово-му и реже альбит-карлсбадскому законам. В связи с катаклазиро-ванностью пород в кристаллах наблюдается сильная изогнутость двойниковых полос, а нередко и их разрывы, сопровождаемые вол-нистым угасанием индивидов. Вторичные изменения выражены в се-рицитизации и в меньшей степени карбонатизации.

Несколько иной характер имеет плагиоклаз из кварцевых оли-гоклазитов. Крупные зерна размером 0,5-1 см и с плохо выражен-ным двойникованием расположены почти вплотную друг к другу с за-полнением промежутков между ними мелкозернистой кварц-полево-шпатовой массой.

К в а р ц является вторым по содержанию главным компонен-том пород, хотя и резко уступает плагиоклазу; в кварцевых оли-гоклазитах оно падает до 10%. Слагает, как правило, неправиль-ной формы зерна, приуроченные к интерстициям плагиоклазовых кристаллов. Часто раздроблен и имеет волнистое угасание. Для раз-ностей с протокластической структурой он имеет несколько удли-ненный габитус.

М у с к о в и т не пользуется повсеместным и равномерным развитием, а встречается в значительных количествах лишь в муско-витовых плагиогранитах, где его содержание достигает в некото-рых случаях 12,5% (Северо-Туджурский выход). Слагает удлинен-ные вдоль пинакоидальной спайности пластины обычно размером до 2-3 мм. Пластины и отдельные чешуйки, как правило, сильно изог-нуты и приурочены к стыкам зерен плагиоклаза.

Б и о т и т является вторым по значимости слюдястым ми-нералом и встречается как совместно с мусковитом в слюдястых плагиогранитах, так и самостоятельно в биотитовых разностях, не пользующихся сколь-нибудь значительным развитием. В редких слу-

чаях количество его достигает 5% объема породы (Адамадзорский массив). Плеохроирует в зеленовато-коричневых тонах. Как правило, интенсивно хлоритизирован.

Т у р м а л и н встречается в двух пунктах; в плаггиогранитах у с.Курибогаз его развитие весьма ограничено и хорошо оформленные кристаллы наблюдаются лишь в нескольких шлифах, а в небольшом выходе плаггиогранитов к востоку от с.Меградзор он более широко представлен как по площади развития турмалиносодержащих пород, так и по содержанию, которое достигает 5% объема породы. Слагает характерные розеткообразные скопления радиально-лучистых кристаллов ("солнца"), плеохроирующих в синеватых тонах; под микроскопом в шлифах четко наблюдается обратная схема абсорбции, свойственная этому минералу (рис.8).

Р о г о в а я о б м а н к а встречается только в лейкократовых кварцевых диоритах эндоконтактовой зоны крупных массивов плаггиогранитов. Как правило, слагает удлиненные, игольча-

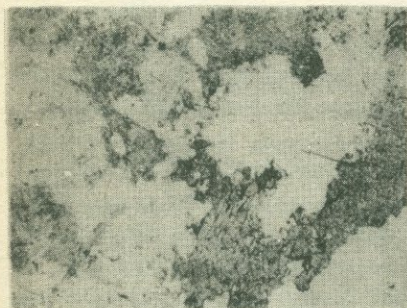


Рис.8. Скопление кристаллов турмалина (внизу в центре) в плаггиограните. Микрофото. Увел.32х, без анализатора.

тые кристаллы размером до 3-5 мм; идиоморфен, обладает хорошо развитой системой призматической спайности; плеохроирует в зеленых тонах со слабо синеватым оттенком, $-2V=83-84^{\circ}$, $cNg = 17^{\circ}$.

А к ц е с с о р н ы е м и н е р а л ы. Наиболее распространен апатит, который мелкими короткопризматическими кристалликами равномерно распределен по породе. Меньшим развитием пользуются ортит, который относится, по Котляру (1958), к числу типоморфных минералов и тесно ассоциирует с эпидотом, а также циркон. Рудный минерал, представленный в основном магнетитом, встречается в незначительном количестве почти во всех шлифах.

В т о р и ч н ы е м и н е р а л ы представлены в ос-

новном хлоритом и эпидотом, количество которых достигает 6,5% объема породы. Хлорит развивается в основном по фемическим минералам, а эпидот — по плагиоклазу; последний к тому же нередко участвует в сложении тонких прожилков. В значительно меньших содержаниях встречаются серицит и карбонат, являющиеся продуктом изменения плагиоклазов.

Ж и л ь н ы е п о р о д ы . Для плагиогранитного комплекса Цахуяцкого антиклинория существенным обстоятельством является бедность жильными дериватами, что вообще характерно для этой формации (Кузнецов, 1964); представлены они плагиоаплитами и плагиопегматитами, отличающимися от вмещающих плагиогранитов лишь структурными особенностями и отсутствием или незначительным содержанием фемических минералов.

Плагиоаплиты встречаются в нескольких пунктах, в одном из



Рис.9. Контакт мелкозернистого аплита с крупнозернистым плагиогранитом, Чкнахский выход. В центре ясно видно как кристаллы плагиоклаза сечется мелкозернистой массой аплита. Микрофото. Увел.20х, ник.+

которых (в 0,8 км к северу от с.Чкнах) мощность жилы достигает 0,5 м, а плагиопегматиты, мощностью до 12 см, — на серпантинной дороге, ведущей от с.Лусагых к мраморным карьерам г.Дамрик, и на отроге, подходящем к с.Лусагых с юга.

Плагиоаплиты — мелкозернистые, а в приальбандовых частях даже тонкозернистые породы, структура которых под микроскопом аллотриоморфнозернистая, гранулитовая (рис.9). Плагиоклаз характеризуется кислым составом ($\Sigma 6-10$) и высокой степенью упорядоченности (0,85-0,90).

Плагиопегматиты представлены, как правило, имеющими четкие рвущие контакты жилами, протягивающимися на несколько метров, но в р-не с.Чкнах встречаются и шпировые пегматиты, ясно выделяющиеся на фоне среднезернистых плагиогранитов. Размеры кристаллов плагиоклаза достигают 1,5 см, редко более. Структура —

пегматоидная. Для плагиоклаза из плагиопегматита, отвечающего по составу кислому олигоклазу (№ 10-14), также свойственна высокая степень упорядоченности (0,85-0,9).

2. Габбровый комплекс

Породы Даларского и Бжнуальского интрузивов, имеющие определенное сходство и представленные крупнозернистыми роговообманковыми габбро, сложены плагиоклазом андезин-лабрадорового ряда, роговой обманкой и реже биотитом, с небольшой примесью акцессориев - сфена, апатита и рудного минерала.

Мелкие выходы габбро-диабазов, диабазов пользуются значительным распространением в виде небольших штокообразных тел, даек и пластообразных силлов в различных участках мощной толщи кристаллических сланцев, особенно на бортах ущелья р.Далар и по левым притокам верхнего течения р.Касах. Это средне- и мелкозернистые, нередко порфирового облика породы, в минеральном сложении которых принимают участие плагиоклаз, роговая обманка, моноклинный пироксен, реже кварц и биотит, частично, а иногда и нацело замещенные вторичными новообразованиями. Акцессории - рудный минерал, сфен, апатит, редко циркон.

В состав рассматриваемого габбрового комплекса входят сравнительно крупный Лусагяхский интрузив и мелкие тела бассейна рр.Касах и Мармарик. Представлены они однофазными массивами, сложенными в центральных частях относительно значительных по размерам тел крупно- и среднезернистыми разновидностями, переходящими в эндоконтактных зонах в мелкозернистые. В крупных штокообразных телах наблюдаются постепенные переходы в габбро-диориты, реже в габбро-пироксениты.

Макроскопически это плотные, темного цвета с зеленоватым оттенком породы.

Структура - габбровая, реже офитовая и гипидиоморфнозернистая. Главными минералами, участвующими в сложении габбро, являются плагиоклаз, амфибол, представленный обыкновенной и уранитовой роговой обманкой, моноклинный пироксен, редко биотит. Акцессории - сфен, лейкоксен, апатит, пирит, хромит. Вторичные минералы - хлорит, эпидот, серицит, карбонат.

Количественно-минеральный состав пород габбровой формации,

Таблица 2

Количественно-минеральный состав пород габбровой формации

П о р о д а	Пл	Кв	Пи	Амф	Хл	Эп	Акц
<u>Даларский массив</u>							
Габбро роговообманковое (I)	29,6	-	-	49,0	-	15,3	6,1
<u>Лусагяхский массив</u>							
Габбро роговообманковое (I)	46,4	-	ед.	15,7	13,4	9,7	14,8
Габбро пироксен-роговообм. (2)	42,6	-	8,3	29,8	1,9	7,7	9,7
Меланогаббро (4)	29,4	-	-	62,2	-	1,3	7,1
<u>Массив к СЗ от с. Лусагях</u>							
Габбро пироксен-роговообм. (3)	50,2	-	16,7	22,3	2,0	-	8,8
Меланогаббро (2)	27,0	-	7,6	55,4	-	1,2	8,8
<u>Дамригский массив</u>							
Габбро пироксен-роговообм. (6)	43,9	-	10,3	24,7	5,6	0,9	14,6
Меланогаббро (I)	28,7	-	25,3	33,8	-	12,2	-
<u>Саралантский выход</u>							
Габбро роговообманковое (3)	43,6	-	-	43,4	2,2	1,2	9,6
Габбро пироксен-роговообм. (2)	43,2	-	9,2	32,0	1,0	8,9	5,7
<u>Варденисский выход</u>							
Габбро пироксен-роговообм. (2)	47,7	-	14,7	21,5	5,6	-	10,5
Габбро кварцевое (I)	49,7	6,0	-	35,9	-	2,4	6,0
<u>Адемадзорский выход</u>							
Габбро кварцевое (I)	40,8	5,6	36,0	-	7,2	-	10,4

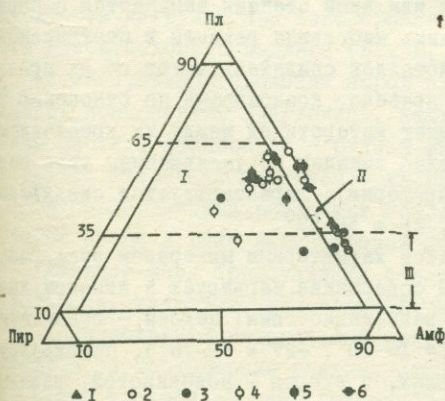


Рис. 10. Диаграмма количественно-минерального состава пород габбрового комплекса (система плагиоклаз-амфибол-пироксен).

Условные обозначения: I - Даларский массив, 2 - Лусагяхский массив, 3 - массив к СЗ от с. Лусагях, 4 - Дамригский массив, 5 - Саралантский выход, 6 - Варденисский выход.

Поля: I - пироксен-роговообманковое габбро, II - роговообманковое габбро, III - меланогаббро.

сгруппированных по массивам, приведен в табл.2, а соотношения главных компонентов иллюстрируются на диаграмме, представляющей систему "плаггиоклаз - амфибол - пироксен" (рис.10).

Ниже дается характеристика минералогических особенностей описываемых пород.

П л а г и о к л а з, содержание которого варьирует от 27% в меланогаббро до 55% в пироксен-роговообманковых габбро, слагает как широкотаблитчатые, с неправильными очертаниями зерна, так и призматические кристаллы размером до 2-3 мм в длину. В большинстве случаев идиоморфен по отношению к пироксену.

Выделяются две генерации: первая - отвечает по составу лабрадору-битовниту и слагает центральные части сравнительно крупных зональных кристаллов (ядро - № 70-80, краевые части - № 22-30), а вторая, имеющая большее распространение, представлена незональными кристаллами, состав которых обычно колеблется от № 30 до № 50. Для плаггиоклазов характерна высокая степень упорядоченности, равная 0,9-1,0, т.е. они полностью упорядочены и относятся к низкотемпературной серии.

Часто подвергнут вторичным изменениям - серицитизации, соскритизации, карбонатизации; бывает густо усеян мелкой рудной пылью.

М о н о к л и н н ы й п и р о к с е н, содержание которого колеблется в весьма широких пределах - от 50% в пироксен-роговообманковых габбро до полного исчезновения в роговообманковых габбро, обычно в той или иной степени замещается с периферии амфиболом. Нередко лишь небольшие реликты в центральных частях зерен, да формы кристаллов свидетельствуют об их принадлежности к пироксену. Как правило, ксеноморфен по отношению к плаггиоклазу и часто выполняет интерстиции между их кристаллами одним крупным зерном. Нередко зонален (с уменьшением угла оптических осей от центра к периферии); характеризуется следующими константами: $cNg = 37-56^{\circ}$, $2V = 38-57^{\circ}$.

А м ф и б о л является характерным минералом всех разновидностей габбро, хотя его содержание варьирует в широком диапазоне. Представлен двумя разновидностями: первая - обыкновенной роговой обманкой ($cNg = 16-20^{\circ}$, $-2V = 58-76^{\circ}$), плеохроирующей в синевато-зеленых тонах, а вторая - волокнистой, развивающейся как по обыкновенной роговой обманке, так и по пироксену. В отличие от обыкновенной роговой обманки, волокнистый амфибол плеохроирует в синеватых тонах. Часто хлоритизирован.

К в а р ц , в виде мелких ксеноморфных зерен выполняющий промежутки между кристаллами плагиоклаза, встречен в небольших количествах (до 6%) в кварцевых габбро, играющих незначительную роль среди пород габбровой формации.

А к ц е с с о р н ы е м и н е р а л ы представлены в основном слабо окрашенными в буроватый цвет высокими двупреломляющими неправильной формы зернами сфена, часто превращенными в землистую массу (так называемый лейкоксен), мелкими кристалликами апатита, а также пиритом и хромитом, дающими в отдельных случаях значительные скопления.

3. Гранито-гнейсовый комплекс

Среди пород комплекса наибольшим развитием пользуются граниты, гранито-гнейсы; в эндоконтакте с вулканитами появляются гранодиориты.

Макроскопически это средне- и крупнозернистые, ближе к эндоконтактам мелкозернистые и нередко порфировидные серо-розовые породы с ясно выраженной полосчатой текстурой, наиболее четко проявленной в краевых частях интрузива; местами они сильно катклазированы.

Структура пород гранитовая, гипидиоморфнозернистая, участками гранофировая, нередко порфировидная; характерно наличие протокластических структур, появление которых обусловлено формированием интрузии при незавершенности движения вдоль отмеченного здесь пологого надвига (Белоз, Соколов, 1973).

В минеральном сложении пород принимают участие в качестве главных компонентов плагиоклаз, калинастровый полевой шпат, кварц, редко биотит; акцессории — рудный минерал, апатит, циркон, иногда ортит; вторичные минералы — хлорит, эпидот, серицит.

В порфировидных разновидностях пород в роли вкрапленников выступают кварц и реже калинастровый полевой шпат.

Жильная фаза представлена аплитами, пегматитами, а также эяскитами, имеющими, как правило, небольшие размеры.

Количественно-минеральный состав пород комплекса приведен в табл.3, а соотношения главных компонентов иллюстрируются на диаграмме тройной системы "щелочной полевой шпат — кварц — плагиоклаз" (рис.II). Подавляющее число точек падает в поле гранита, при исключительной близости средних значений по всем отдельным выходам, и лишь несколько точек соответствуют гранодио-

Таблица 3

Количественно-минеральный состав пород
гранито-гнейсовой формации

Порода	Пл	Кв	Кпш	Бн	Хл	Эп	Акц
<u>Лусагяхский массив</u>							
Лейкогранит (6)	24,5	37,7	35,0		1,2	1,0	0,6
Гранодиорит (лейко-) (2)	41,5	42,8	15,7				
Гранит аплитовидный (1)	20,5	45,9	30,3				3,3
<u>Варденисский выход</u>							
Лейкогранит (3)	29,3	36,8	32,8	1,1			
Гранодиорит (2)	40,2	35,8	17,8	3,0	1,0	0,9	1,3
<u>Мелкие выходы р-на г. Дамрик</u>							
Гранит (1)	30,6	33,7	28,4	0,9	4,1		2,3
Лейкогранит (1)	29,6	44,3	23,3				

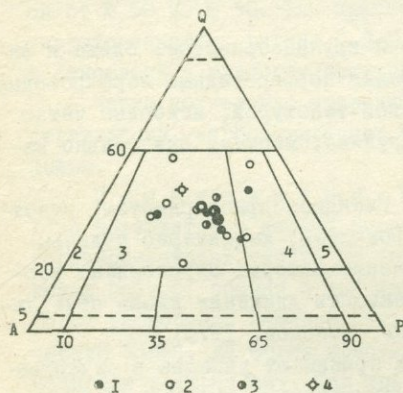


Рис. II. Диаграмма количественно-минерального состава пород гранито-гнейсового комплекса.
Условные обозначения: 1 — породы Варденисского выхода, 2 — породы Лусагяхского массива, 3 — породы мелких выходов р-на г. Дамрик, 4 — аплитовидный гранит.
Крупными кружками на диаграмме даны средние составы по массивам.
Поля: 2 — щелочнополевошпатовый гранит, 3 — гранит, 4 — гранодиорит, 5 — тоналит.



Рис. I2. Катаклазированный лейкогранит с деформированными кристаллами плагиоклаза.
Микрофото. Увел. 32х, ник.+.

ритам. Ввиду низкого содержания фемических минералов они в большинстве случаев классифицируются как лейкотранзиты.

В целом для пород комплекса характерно примерно равное соотношение плагиоклаза и калинатрового полевого шпата, хотя и отмечаются большие вариации их содержаний, в силу чего они по составу приближаются, с одной стороны, к плагиогранитам, а с другой — к аляскитам.

П л а г и о к л а з представлен полисинтетически тонко сдвойникованными таблитчатыми кристаллами размером до 3 мм. В связи с сильной катаклазированнойностью пород кристаллы плагиоклаза, так же как и других минералов, несут следы динамических напряжений, выраженных в искривлении двойниковых швов (рис. 12), разрывов и волнистом угасании. Как правило, сдвойникован по альбитовому и реже альбит-карлсбадскому законам и представлен в структурном отношении полностью упорядоченным кислым плагиоклазом (№ 4–8, степень упорядоченности 0,95–1,0). Столь кислый состав плагиоклаза сближает породы комплекса с щелочно-полевешпатовыми гранитами.

К а л и н а т р о в ы й п о л е в о й ш п а т, являющийся определяющим минералом пород, встречается в своем большинстве довольно хорошо оформленными кристаллами размером до 3 мм, редко более; выделяется в главную стадию кристаллизации. Наблюдаются веретенообразные пертиты распада. Хорошо развита система спайности по (001) и мурчисонитовая отдельность; спайность по (010) выражена гораздо хуже. Характерно наличие хорошо проявленной двойниковой решетки. По своей оптической ориентировке (степень триклинности $\Delta_0 = 0,9$ –1,0), большому углу оптических осей ($-2V = 75$ – 84°) и высокой степени триклинной упорядоченности ($St_p = 0,8$ –1,0) калинатровые полевые шпаты относятся к максимальным микроклинам.

К в а р ц составляет как порфировидные выделения изометричной формы ("глазки") размером до 7–8 мм в диаметре, так и мелкие, обычно аплотриоморфные зерна основной массы. В гнейсовидных разностях встречается несколько удлиненными зернами, нередко обособленными в полосы. Часто раздроблен и имеет резко волнистое угасание.

Цветные минералы представлены **б и о т и т о м** и в незначительном количестве **м у с к о в и т о м**. Биотит, содержание которого достигает 6% в гранодиоритах Варденииского ви-

хода, обычно сильно хлоритизирован, вплоть до полных псевдоморфоз. Мусковит, как и биотит, в гнейсовидных разностях встречается чаще, где они плоскопараллельно ориентированы вдоль разгнейсованности пород. Слюдистые минералы, в еще большей степени, нежели остальные, подвержены влиянию напряжений и их чешуйки часто искривлены вдоль удлинения, вплоть до появления микроскладочек.

Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, серицитом, редко карбонатом. Серицит и карбонат развиваются по плагиоклазу; эпидот же встречается и вне его, слаяв местами скопления самостоятельных зерен, реже тонкие прожилочки. Хлорит развивается по биотиту.

Из аксессуариев наибольшим распространением пользуется рудный минерал, который в количествах до 3% равномерно распределен в виде "пыли" по всей породе, но нередко образует хорошо оформленные кристаллики, тесно ассоциирующие с фемическими минералами. Из других аксессуариев, встречающихся в небольшом количестве, более распространен апатит, который развит повсеместно в виде несколько удлиненных кристалликов со свойственной им огранкой; циркон представлен единичными высокодвупреломляющими кристаллами. Ортит также встречается изредка и единичными зернами.

К породам описанного комплекса на Цахкуняцком антиклинории близко стоят образования Арзаканского интрузива (Агамалян, 1970; Баласанян, 1975), представленные в центральных частях средне- и крупнозернистыми гнейсовидными гранитами и гранодиоритами, переходящими к периферии, через мелкозернистые разности, в гнейсы. Характер минеральных ассоциаций и особенности петрографического сложения пород, близкие вышеописанным, позволяют избежать повторений. Отметим лишь исключительную близость параметров полевых шпатов, которые и здесь представлены кислым плагиоклазом (альбит-олигоклаз № 6-10, степень упорядоченности 1,0) и решетчатым микроклином ($-2V = 72-84^\circ$, $S_{\text{тр}} = 0,7-1,0$).

Жильно-магматические породы, пользующиеся небольшим развитием, представлены аплитами, пегматитами и мелкими телами аляскитового состава.

Аплиты встречаются, как правило, в виде маломощных жил мелкозернистого сложения; изредка отмечается микропорфировидность. Минеральный состав - калинаatroвый полевой шпат, пла-

гиоклаз, кварц, незначительное количество биотита, аксессуарии. Структура пород обычно аллотриоморфнозернистая, для порфировидных - микропорфировидная с аллотриоморфнозернистой основной массой.

Пегматиты встречаются весьма редко в виде мало-мощных жил и шлиров. Наиболее крупный шлировидный пегматит размером до 1 м в поперечнике встречен на южных склонах г. Дамрик; сложен он из крупных (до 1,5 см) зерен калинатрового полевого шпата, плагиоклаза и кварца, с незначительной примесью слюдистых минералов (хлоритизированного биотита и мусковита). Структура пегматоидная.

Аляскиты представлены небольшими секущими телами дайкообразной формы. Несколько таких тел, имеющих близмеридиональное простирание и прослеживающихся на 40-50 м при мощности 2-3 м, встречено на отроге между сс. Лусатух и Сараландж. Это совершенно лейкократовые мелкозернистые породы, сложенные калинатровым полевым шпатом, плагиоклазом и кварцем. Структура пород микрогранитовая, участками гипидиоморфнозернистая.

Во всех жильных породах акцессорные минералы представлены незначительным количеством апатита, циркона и рудного минерала. Главные породообразующие минералы по своим оптическим характеристикам близки между собой и отличаются лишь количественными соотношениями, размерами и характером взаимоотношений. Плагиоклаз по составу отвечает альбиту ($X_{\text{Ab}} = 4-5$) и характеризуется высокой степенью упорядоченности (0,8-0,9), несколько уступающей таковой для плагиоклазов гранитов собственно интрузивной фазы. Калинатровый полевой шпат, характеризующийся наличием микроклинового двойникования, по своим константам ($-2V = 76^\circ$, $S_{\text{тр}} = 0,8$, $\angle(001) \wedge N_{\text{тл}} = 10^\circ$) относится к максимальным микроклинам. Как видно из приведенных данных, полевые шпаты жильных пород, будучи близки по своим оптическим свойствам к таковым для гранитов, отличаются от них несколько пониженной степенью упорядоченности, что обусловлено условиями их кристаллизации (см. разделы IV.1 и IV.2).

4. Тоналитовый комплекс

В состав нижнемелового тоналитового комплекса рассматриваемого района входят Анкаванский и Такарлинский крупные массивы и относительно небольшой Миракский интрузив.

В сложении интрузивов ведущую роль играют тоналиты и гранодиориты с подчиненным развитием кварцевых диоритов и гранитов, которые на отдельных участках сменяются кварцевыми монцодиоритами, граносиенитами, габбро-диоритами и другими промежуточными разностями, связанными между собой постепенными переходами. Неоднородность петрографического состава обусловлена, с одной стороны, ассимиляцией вмещающих пород, а с другой - наложением процессов, связанных с внедрением поздних гранитоидных и субэлювальных интрузий.

Для всех интрузивов характерна широкая распространенность ксенолитов; последние по составу отвечают различным породам кристаллосланцевой толщи, а также вулканитам основного состава. Ксенолиты различной степени переработанности встречаются повсеместно, причем во многих случаях гранитизация заходит столь глубоко, что на их наличие указывают очень слабые, почти незаметные и размытые контуры ("теневые" ксенолиты) и несколько большее количество темноцветных минералов (как правило, биотит).

В пределах интрузивов намечается определенная закономерность в распределении разновидностей пород.

Так, в Анкаванском массиве участки "Центральный" и "Дамир-Магара" сложены в основном тоналитами и кварцевыми диоритами, сменяющимися гранодиоритами, имеющими сравнительно ограниченное распространение. Для гранодиоритов отмечается наложение процесса калиевого метасоматоза, проявленного в разной степени на различных участках массива. В южной и юго-западной частях массива преобладающую роль играют гранодиориты с подчиненным развитием тоналитов и кварцевых диоритов, несколько обогащенные биотитом; здесь же участками гранодиориты сменяются гранитами или близкими к ним породами.

Гранодиориты в составе Такарлинского интрузива широко развиты в восточной части массива, где местами они по составу доходят до гранитов, а в эндоконтакте с граносиенитами верхнего эоцена - до граносиенитов и сиенитов. Габбро-диориты, представленные крупнозернистыми меланократовыми породами (у с. Коммуна), образовались в результате ассимиляции вмещающих вулканитов основного состава. Граносиениты - это порфировидные средне- и крупнозернистые породы розового цвета, развитые широкой полосой исключительно вдоль эндоконтакта интрузива с граносиенитами верхнеэоцен-нижеолигоценового возраста.

Для пород **М и р а к с к о г о** интрузива, ввиду его небольшого размера, закономерности в распределении пород четко не наблюдается, хотя и отмечается определенная приуроченность кварцевых монцодиоритов к юго-западной части массива.

Ниже приводится характеристика пород комплекса в целом.

Тоналиты, кварцевые диориты и гранодиориты – среднезернистые, часто крупнозернистые, плотного сложения и серого цвета породы с выделяющимися на светлом фоне темноцветными минералами, среди которых в целом преобладает биотит, а роговая обманка играет несколько подчиненную роль. Структура гипидиоморфнозернистая. Минеральный состав – плагиоклаз, кварц, биотит, роговая обманка, калинатровый полевой шпат, рудный минерал, акцессории и продукты вторичных изменений.

Монцодиориты представлены несколько более меланократовыми среднезернистыми породами. Для этих пород, наряду с гипидиоморфнозернистой, характерна и пойкилитовая структура. От предыдущей группы пород они, при том же минеральном составе, отличаются меньшим содержанием кварца и несколько повышенными количествами биотита и роговой обманки.

Габбро-диориты – существенно меланократовые и крупнозернистые породы, в минеральном сложении которых принимают участие амфибол, пироксен, плагиоклаз, незначительное количество кварца, акцессории и вторичные минералы. Структура гипидиоморфнозернистая, переходная к габбровой.

Количественно-минеральный состав пород тоналитового комплекса приведен в табл.4, где они даны в виде усредненных значений по разновидностям для каждого интрузива в отдельности, а соотношения главных компонентов иллюстрируются на диаграмме "щелочной полевой шпат – плагиоклаз – кварц" (рис.13). Точки составов пород собственно интрузивной фазы попадают в поля тоналитов, гранодиоритов и кварцевых диоритов, в то время как жильно-магматические образования (жильные граниты, аплиты и пегматиты) соответствуют составу гранита.

П л а г и о к л а з является главным компонентом пород и его количество несколько уменьшается лишь в габбро-диоритах. Слагает большей частью зональные кристаллы таблитчатой, реже призматической формы, размеры которых в своем большинстве варьируют в пределах 1–1,5 x 0,5–0,8 мм, но нередко достигают длинны до 3 мм и более. Обычно в зональных кристаллах количество

Таблица 4

Количественно-минеральный состав пород тоналитовой
формации

П о р о д а	Пл	Кв	Кшп	Бн	Амф	Хл	Апц
<u>Анкаванский массив</u>							
Тоналит, кв.диорит (19)	55,9	21,9	2,6	10,4	2,7	3,1	3,4
Гранодиорит (13)	46,1	28,3	10,7	4,2	1,9	5,8	3,0
Гранит жильный (3)	27,6	29,1	32,6	7,0	-	0,8	2,9
Аплит (2)	15,1	37,4	43,6	1,7	-	0,8	1,4
Пегматит (1)	14,1	39,0	46,6	0,7	-	-	-
<u>Миракский массив</u>							
Тоналит, кв.диорит (15)	60,0	17,5	2,3	6,8	4,8	4,5	4,1
Гранодиорит, кв.монцодиорит (6)	56,5	13,5	9,6	6,1	7,6	3,9	2,8
Гранит жильный (5)	39,8	30,6	23,6	0,6	-	4,3	1,1
Аплит (2)	13,7	35,9	47,5	-	-	0,8	2,1
Пегматит (4)	11,2	27,0	59,8	0,3	-	1,0	0,7
Диорит-порфирит (1)	79,6	8,4	-	-	-	9,6	2,4
<u>Такарлинский массив</u>							
Тоналит, кв.диорит (5)	59,1	18,9	1,5	5,2	7,9	4,2	3,2
Гранодиорит, кв.монцодиорит (3)	53,9	15,9	10,3	3,1	8,3	3,2	5,2
Габбро-диорит (2)	39,8	0,7	-	-	54,9 ^х	0,8	3,8
Пегматит (1)	36,4	38,0	25,2	-	-	-	0,4

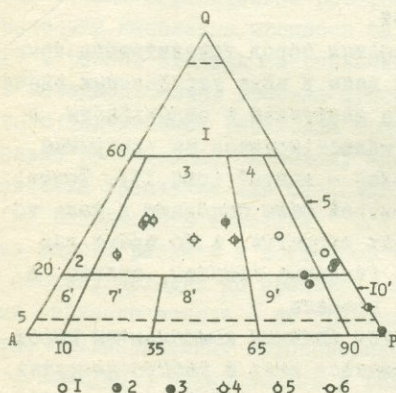
^х амфибол - 47,1%, пироксен - 7,8%.

Рис. 13. Диаграмма количественно-минерального состава пород тоналитового комплекса (средние по разновидностям).

Условные обозначения. Породы интрузивной фазы: 1 - Анкаванский массив, 2 - Миракский массив, 3 - Такарлинский массив; жильно-магматические породы: 4 - жильные граниты, 5 - аплиты, пегматиты, 6 - диорит-порфиры. Поля: 2 - щелочнополевый гранит, 3 - гранит, 4 - гранодиорит, 5 - тоналит, 9 - кв.диорит, 9' - кв.монцодиорит, 10 - диорит.

зон достигает 10 и более. Плагноклаз представлен тремя генерациями. Первая генерация, представленная корродированными "пятнами" ядерных частей крупных зональных кристаллов, относится к интрателлурическим образованиям и отвечает по составу плагноклазу № 45-34; встречается, как правило, в кварцевых диоритах и редко в гранодиоритах (рис.14). Плагноклаз второй генерации представлен относительно крупными кристаллами с колеблющейся зональностью; состав промежуточных зон варьирует в диапазоне 23-47% анортитового компонента. Плагноклаз третьей генерации состоит из мелких слабо зональных зерен. Состав периферической зоны кристаллов второй и третьей генераций отвечает плагноклазу № 17-20. Для плагноклаза первой генерации характерна низкая степень упорядоченности (0,20), которая возрастает к последней стадии кристаллизации (0,5-0,65), т.е. происходит смена высокотемпературных серий низкотемпературными в процессе их кристаллизации.

Плагноклаз начинает кристаллизоваться несколько раньше амфибола, который мелкими кристаллами оказывается в ряде случаев заключенным в него. На границе с каликатровым полевым шпатом часто развивается мирмекит. Вторичные изменения проявляются в альбитизации, серицитизации, реже карбонатизации и эпидотизации.

К а л и н а т р о в ы й п о л е в о й ш п а т в количественном отношении уступает плагноклазу, но является весьма характерным компонентом пород комплекса. По разновидностям пород развит неравномерно; в кварцевых диоритах и тоналах каликатровый полевой шпат встречается единичными зернами, в гранодиоритах его количество возрастает до 10% и редко более, а в граносиенитах эндоконтактной фации достигает 30-35% объема породы. Выделяются две генерации каликатрового полевого шпата. Зерна первой генерации



Рис.14. Кварцевый диорит с резко зональными кристаллами плагноклаза (ядро корродировано). Микрофото. Увел.20х, ник.+.

несколько измененные и побуревшие, как правило, заполняют промежутки между ранневыделившимися минералами, но в кварцевых монцодиоритах нередко имеются относительно крупные зерна калинатрового полевого шпата с включениями мелких кристаллов роговой обманки и плагиоклаза; в последнем случае структура породы приобретает пойкилитовый характер. Калинатровый полевой шпат второй (поздней) генерации развивается повсеместно, слагая совершенно чистые и прозрачные зерна, в которых отмечается небольшое количество пертита распада; его кристаллы, с различно выраженной двойниковой решеткой, разрезают и развиваются по плагиоклазу всех генераций. Часто поздний калинатровый полевой шпат, помимо резорбирования плагиоклаза, оконтуривает его по краям, напоминая наполовину выраженную структуру рапакиви. Подобные взаимоотношения калинатрового полевого шпата с другими минералами позволяют разделить их по генерациям, но судить о времени образования (имея в виду время наложения поздних метасоматических процессов) в ряде случаев не представляется возможным.

Для тоналитов и гранодиоритов центральных частей Анкаванского массива характерен несдвойникованный калинатровый полевой шпат (первая генерация), а в породах южной эндоконтактной полосы появляются и сдвойникованные кристаллы поздней генерации. Двойникование наиболее четко проявляется в тех участках, которые находятся вблизи интрузивов палеогенового возраста и испытывают их наибольшее воздействие. Примером последнего может служить отрог, захваченный между рр. Намазелян и Шерр, где в породах интрузива, прорванного небольшим телом лейкократовых гранитов, наблюдается интенсивный калиевый метасоматоз.

В Такарлинском массиве поздний калинатровый полевой шпат наиболее характерен для пород северо-восточного участка, где они прорваны интрузией граносиенитов.

По своей оптической ориентировке (см. табл. 10) калинатровые полевые шпаты относятся к высоким триклинным ортоклазам, несколько приближенным к высоким ортоклазам, и характеризуются отличными друг от друга по генерациям кристаллооптическими константами. Для первой генерации имеем пониженные значения угла оптических осей и степени триклинной упорядоченности ($-2V = 50-59^\circ$ и $\varepsilon_{тр} = 0,23-0,29$), а для второй — повышенные ($-2V = 61-74^\circ$ и $\varepsilon_{тр} = 0,50-0,58$).

Б и о т я т в том или ином количестве встречается во

всех разновидностях пород (в том числе и жильных), однако наибольшие содержания отмечаются в кварцевых диоритах. Часто биотит образует скопления, приуроченные к участкам почти полной переработки ксенолитов пород сланцевой толщи и в эндоконтактах интрузивов. Плеохроирует в коричневатых тонах — от темно-коричневого до желтого. Образует лейсты размером до 0,5 мм, редко более. Нередко биотит развивается по роговой обманке и в свою очередь подвержен хлоритизации.

Роговая обманка является, наряду с биотитом, наиболее распространенным фемическим минералом пород собственно интрузивной фазы (до 8%), но отсутствует в жильно-магматических образованиях. Обычно слагает идиоморфные короткопризматические кристаллы размером 0,3–0,4 мм в длину, но нередки и длиннопризматические формы величиной до 1,5 мм. Плеохроирует в зеленоватых тонах: по Ng — буровато-зеленый, зеленый, по Nm — зеленый, зеленовато-желтый, Nr — желтый. Нередко sdвойникован. По оптическим константам отвечает обыкновенной роговой обманке: $n_{Ng} = 1,521^0$, $-2V = 62-80^0$. Обычно слабо хлоритизирован.

Моноклинный пироксен отмечается в породах комплекса единичными реликтами в роговой обманке, развивающейся по нему, и встречается в сравнительно значительных количествах лишь в габбро-диоритах (до 8%).

Кварц является существенным компонентом всех пород и его содержание, колеблющееся для собственно интрузивной фазы в пределах 13–30%, возрастает в жильно-магматических отщеплениях до 40%. Ксеноморфными зернами выполняет интерстиции ранее выделившихся минералов.

Акцессорные минералы представлены в основном апатитом, сфеном, цирконом и рудным минералом. Апатит образует мелкие хорошо оформленные кристаллики; сфен слагает плохо оформленные мелкие зерна, тесно ассоциирующие с роговой обманкой и хлоритизированным биотитом. Рудный минерал в виде правильных кристалликов распространен в породах повсеместно, обнаруживая тяготение к темноцветным минералам, за счет разложения которых он нередко образуется.

Вторичные минералы представлены серицитом, альбитом, эпидотом, хлоритом, реже карбонатом, которые, как правило, развиваются по плагиоклазу, биотиту и роговой обманке. Эпидот и карбонат к тому же слагают тонкие прожилочки в породе.

Ж и л ь н ы е п о р о д ы весьма многочисленны. Ниже рассматриваются аплиты и пегматиты, а также жильные граниты, генетическая связь которых с интрузивами не вызывает сомнения.

Ж и л ь н ы е г р а н и т ы распространены преимущественно в западной части Анкаванского и в восточной части Миравского массивов. Изредка они отмечаются вне пределов интрузивов, но в непосредственной близости от них. Макроскопически это мелкозернистые, иногда в центральных частях тех среднезернистые породы светло-розового облика; в эндоконтакте жил отмечается тонкая лейкократовая оторочка мощностью в несколько миллиметров. Структура в центральных частях жил гипидиоморфнозернистая, переходящая в краевых зонах в аллотриоморфнозернистую, нередко местами микропегматитовая, пойкилитовая. В минеральном сложении пород принимают участие плагиоклаз, калинатровый полевой шпат, кварц, небольшое количество биотита и мусковита; акцессории, а также незначительное количество вторичных минералов (серицит, карбонат, альбит). В целом для жильных гранитов характерно примерное равенство содержаний плагиоклаза, калинатрового полевого шпата и кварца. Относительно крупные кристаллы плагиоклаза слабо зональны, причем центральные зоны, отвечающие по составу олигоклазу (№ 25-28), сильно серицитизированы и карбонатизированы. Плагиоклаз, участвующий в сложении краевых зон, а также мелких зерен, представлен кислым олигоклазом (№ 12-15) с промежуточной степенью упорядоченности (0,35-0,40). Калинатровый полевой шпат характеризуется стабильностью оптических свойств ($-2V = 58-60^\circ$, $S_{тр} = 0,35-0,40$, степень триклинности $\Delta_0 = 0-0,06$) и соответствует ортоклаз-криптопертиту. Часто в плагиоклазе на границе с калинатровым полевым шпатом отмечается мирмекит.

А п л и т ы и п е г м а т и т ы пользуются гораздо большей распространенностью, нежели жильные граниты, и встречаются преимущественно в краевых частях всех массивов тоналитовой формации в виде маломощных жил. Для пегматитов характерно крупноблочное, а для аплитов — мелкозернистое строение. Представлены они самостоятельными жилами, но часто наблюдается зональное строение, когда центральные части сложены пегматитом, переходящим через микропегматиты к эндоконтактам в аплиты. Структура пегматитовая или микропегматитовая для пегматитов и аллотриоморфнозернистая, изредка порфировидная — для аплитов. Минеральный состав — калинатровый полевой шпат, плагиоклаз, кварц, не-

значительное количество биотита.

Каликатровый полевой шпат в количественном отношении резко преобладает над плагиоклазом. В пегматитах он встречается как крупными самостоятельными кристаллами, так и в микропегматитовых сростаниях с кварцем; в аплитах — аллотриоморфен.

Плагиоклаз из пегматитов представлен как крупными, несколько удлиненными выделениями, так и относительно мелкими, таблитчатой формы кристаллами (последние тесно ассоциируют с мелким кварцем), а в аплитах встречается мелкими аллотриоморфными зернами.

По своим оптическим свойствам плагиоклаз и каликатровый полевой шпат из аплитов и пегматитов аналогичны таковым из хильных гранитов.

5. Малые интрузии

Диорит- и габбро-порфириды. Хильные породы этой группы пользуются довольно широким развитием как в пределах всех массивов тоналитового комплекса, так и вне их среди вулканогенных пород. Макроскопически это светло-серые, изредка более темного цвета с зеленоватым оттенком порфирового облика мелкозернистые, реже микрозернистые породы с маломощной тонкозернистой зоной закалки в альбандах даек. В роли вкрапленников выступают плагиоклаз и амфибол, редко кварц; в габбро-порфиритах появляется пироксен.

Структура пород порфировая с призматическизернистой, аллотриоморфнозернистой, реже микрогаббровой основной массой. В минеральном сложении пород участвуют плагиоклаз, амфибол, биотит, реже кварц, пироксен и каликатровый полевой шпат; акцессории — апатит, сфен, циркон, рудный минерал. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, карбонатом, серицитом, изредка альбитом. Количественные соотношения главных компонентов пород этой группы видны из табл. 5. Для крупных даек часто наблюдается смена состава от центральных частей к периферии, выражающаяся в постепенном переходе кварцевых диорит-порфиров в диорит-порфириды.

Плагиоклаз выступает как в роли вкрапленников, так и участвует в сложении основной массы.

Вкрапленники представлены таблитчатыми кристаллами зонального строения, размеры которых в среднем составляют $2 \times 1,5$ мм.

Таблица 5

Количественно-минеральный состав жильных пород
диоритового ряда

№ обр.	П о р о д а	В к р а п л е н н и к и			
		пл	амф	кв	шир
I310	Кв. диорит-порфирит	24,8	x	-	-
I386	Кв. диорит-порфирит	5,0		3,5	-
I387	Диорит-порфирит			2,3	-
I247	Диорит-порфирит	32,5	x	-	-
615	Диорит-порфирит	35,2	7,2	2,6	-
I630	Габбро-порфирит	31,6	8,5	-	6,2

№ обр.	Основная масса				Вторич- ные	Руд+ акц	Примечание
	пл	амф	би	кв			
I310	54,8			8,4	9,6 ^x	2,4	x В основном хло- рит по амфиболу
I386	24,2	33,6	5,3	2,7	25,7 ^{xx}		
I387	48,3	30,2	6,4	-	9,8	3,0	
I247	Без разделения - 65,0				2,5 ^x		xx В основном эпи- дот по плагиокла- зу
615	Без разделения - 47,7				3,3	4,0	
I630	Без разделения - 36,8				7,3	9,6	

но иногда достигают 4,5х3 мм; зональность нередко колеблющегося характера, а количество зон достигает 7-10. Для вкрапленников плагиоклаза из кварцевых диорит- и диорит-порфиритов состав ядра соответствует основному андезину (№ 40-42, изредка до № 50), а краевых частей - кислому андезину (№ 31-34). У вкрапленников из габбро-порфиритов состав ядра более основной - лабрадор (№ 55-60), а края отвечают кислому андезину (№ 31-32).

Плагиоклаз основной массы по составу (№ 31-34) аналогичен периферической части вкрапленников.

А м ф и б о л также слагает вкрапленники и мелкие кристаллы в основной массе пород. Призматические кристаллы вкрапленников достигают 6 мм в длину, при средних размерах 1,3-1,5 мм. Образует хорошо оформленные кристаллы с пересекающейся призматической спайностью со следующими оптическими константами: $n_g = 1,70$, $-2v = 72^\circ$. Плеохроирует в цветах от зеленого с синеватым оттенком до светло-желтого. Согласно приведенным данным отвечает обыкновенной роговой обманке. Нередко сильно хлоритизирован.

К в а р ц встречается, как правило, в кварцевых диорит-порфиритах и количество его переменчиво даже в пределах одной

дайки. Изредка выступает в роли вкрапленников размером 1 мм в поперечнике и в этом случае бывает окружен тонкой каймой, сложенной в основном темноцветным минералом. Обычно принимает участие в сложении основной массы при максимальных содержаниях до 6% объема породы. В остальных разновидностях пород встречается в основной массе единичными зернами.

Б и о т и т мелкими лейстами участвует в сложении основной массы кварцевых диорит-порфиров и диорит-порфиров. Плеохроирует в коричневатых тонах.

К а л и н а т р о в ы й п о л е в о й ш п а т встречается единичными зернами в составе основной массы кварцевых диорит-порфиров.

П и р о к с е н появляется в габбро-порфиритах, где его содержание достигает 13%, редко более. Встречается как в составе вкрапленников, так и в основной массе. Представлен как моноклинной, так и ромбической (незначительное количество) разновидностями, причем последняя полностью замещена вторичными минералами и идентифицируется лишь по формам кристаллов. Моноклинный пироксен, представленный авгитом, часто сдвойникован, особенно во вкрапленниках.

Л а м п р о ф и р ы. Макроскопически это темно-серые до черного цвета мелкозернистые, иногда тонкозернистые породы. Под микроскопом структура пород порфировая с полнокристаллической основной массой (лампрофировая). В минеральном сложении участвуют (в различных соотношениях) в качестве главных компонентов пород плагиоклаз, амфибол, биотит, пироксен, реже кварц; акцессории – апатит, сфен, рудный минерал; вторичные минералы – серицит, карбонат, хлорит, уралит. В вопросе идентификации лампрофиров мы придерживались распространенной классификации Б.М. Куплетского (1944), в которой определяющими для пород диоритового ряда являются соотношения между следующими тремя главными минеральными группами: плагиоклаз (+ калинатровый полевой шпат, кварц), амфибол + пироксен и биотит (табл.6), а также основность плагиоклаза.

М а л х и т ы являются наиболее лейкократовыми породами лампрофировой группы; встречаются редко. Макроскопически это серые с зеленоватым оттенком микрозернистые породы. Структура пород под микроскопом порфировая с аллотриоморфнозернистой основной массой; отмечается несколько ориентированное расположе-

Таблица 6

Количественно-минеральный состав лампрофиров

№ обр.	Порода	Амф	Пир	Пл	Би	Хл	Акц	Руд
680	Малхит	31,9	—	59,9 ^x	1,0		2,9	4,3
1192	Спессартит	44,0		36,7			19,3	
698	Одинит	17,5	18,3	41,9	0,9	17,5 ^{xx}	3,9	

^x в составе полевошпатовой массы есть немного кварца

^{xx} хлорит в основном по амфиболу

Таблица 7

Количественно-минеральный состав гранит- и
гранодиорит-порфиров

№ обр.	Порода	Вкрапленники				
		пл	амф	би	кв	кшп
667	Гранит-порфир	30,6	2,6	7,3	10,4	13,0
1224	—	49,4	6,2	2,4	2,5	xxx
501	Гранодиорит-порфир	33,4		10,4	7,6	3,3
1274	—	41,0	16,4		4,1	xxx
1669	—	33,9	10,2			xxx
1557	—	33,1	xx			xxx

№ обр.	Основ- ная масса ^x	Вторич- ные	Акц	Руд	Примечание
667	33,7		1,0	1,4	^x осн. масса — пл, кшп, кв
1224	37,0		1,2	1,3	^{xx} в основном хлорит по биотиту
501	40,6		1,4	3,3	
1274	32,8	2,6		3,1	
1669	50,8	3,4		1,7	^{xxx} без крупных (до 10 см) вкрапленников кшп
1557	44,6	18,2 ^{xx}	0,8	3,3	

ние длиннопризматических кристаллов вкрапленников амфибола. Количество вкрапленников в среднем составляет 15–20%; представлены они, как правило, амфиболом и в единичных случаях плагиоклазом, размеры которых составляют 1–1,5 мм в длину, редко более (до 3 мм). Минеральный состав — плагиоклаз, амфибол (роговая обманка), редко биотит и кварц, а также акцессории и вторичные минералы.

Плагиоклаз вкрапленников почти нацело подвергнут изменениям — серицитизирован и карбонатизирован, а в основной массе довольно свежий. Слабо зонален и по составу отвечает кислому ан-

дезину (№ 30-38).

Роговая обманка, плеохроирующая в зеленоватых тонах, нередко двойникована. Обычно свежая и лишь во вкрапленниках наблюдается ее уралитизация и хлоритизация.

Основная масса сложена главным образом плагиоклазом и роговой обманкой, к которым присоединяются в небольших количествах биотит и кварц.

Керсантиды встречаются чаще малхитов; представлены плотными темно-серыми породами порфирового строения. Структура лампрофировая; в качестве вкрапленников выступают амфибол и биотит, а также в единичных случаях плагиоклаз, размеры которых достигают 2,5-3 мм в длину. В минеральном сложении керсантидов принимают участие в качестве главных компонентов плагиоклаз, биотит и амфибол, редко кварц.

Плагиоклаз зональных вкрапленников в центральных частях (№ 37-42) подвергнут серицитизации, карбонатизации, реже эпидотизации, а краевые зоны (№ 30-34), как и зерна основной массы, относительно чистые.

Темноцветные минералы представлены биотитом и амфиболом. Биотит, несколько хлоритизированный, составляет крупные лейстовидные вкрапленники размером до 3 мм, а также мелкие чешуйчатые кристаллы в основной массе; плеохроирует в зеленовато-коричневых тонах. Амфибол (роговая обманка) также встречается как во вкрапленниках, так и в основной массе; плеохроирует в зеленоватых тонах и нередко двойникован. Вторичные изменения роговой обманки выражаются в уралитизации и хлоритизации.

Основная масса, характеризующаяся панидиоморфнозернистой структурой, сложена, как правило, плагиоклазом, биотитом и роговой обманкой, с небольшой примесью кварца.

Спессартиты пользуются наибольшим развитием среди лампрофиров района. Это обычно мелкозернистые породы темно-серого цвета с небольшим количеством вкрапленников амфибола. Структура под микроскопом порфировая с панидиоморфнозернистой основной массой. В качестве главных компонентов выступают плагиоклаз и амфибол; единичными зернами встречаются биотит и калиналовый полевой шпат. Акцессории - апатит, сфен, пирит, магнетит.

Амфибол, представленный роговой обманкой, составляет довольно идиоморфные кристаллы с хорошо выраженной пересекающейся си-

стемой призматической спайности размером 0,5–0,7 мм, изредка до 1,5 мм в длину, выступающими в роли вкрапленников; плеохроирует в зеленоватых, коричневато-бурых тонах. В основной массе амфибол встречается плохо оформленными зернами, плеохроирующими в оттенках зеленоватого цвета.

Плаггиоклаз слабо зональный, причем центральные участки подвергнуты серицитизации и карбонатизации; по составу отвечает кислому андезину (№ 32–34) на краях с более основным ядром (№ 38–42).

О д и н и т ы встречаются в виде единственной дайки мощностью 2 м на отроге между рр.Намазелян и Шршр в 2,5–3 км к ЮЗ от пос.Анкаван. Это плотные мелкозернистые, участками слабо порфировые породы черного цвета. Структура породы панидиоморфнозернистая. В минеральном сложении участвуют плаггиоклаз, пироксен, амфибол; в незначительном количестве встречаются биотит, а также акцессории (табл.6). Вторичные минералы представлены в основном хлоритом, развивающимся по амфиболу, а также серицитом, карбонатом и эпидотом, являющимися продуктами изменения плаггиоклаза.

Микровкрапленники, сложенные полностью хлоритизированным темноцветным минералом, встречаются единичными зернами размером до 1 мм. Для одинита характерны значительное содержание моноклинного пироксена (авгит) в составе темноцветных минералов и повышенная основность плаггиоклаза.

Авгит слагает мелкие кристаллы размером 0,4–0,5 мм, в главную стадию кристаллизации реакционно замещаемые с краев плеохроирующей в коричневато-зеленоватых тонах роговой обманкой, которая выступает и самостоятельными зернами в составе основной массы. Биотит, содержание которого весьма ограничено, встречается в виде мелких чешуек. Плаггиоклаз, как правило, довольно сильно изменен (особенно в центральных частях) и по составу более основной, нежели в других дайках лампрофирового ряда; ядерные участки отвечают кислому лабрадору, а края – андезину (№ 40–42).

Г р а н и т – и г р а н о д и о р и т – п о р ф и р ы.

Г р а н и т – п о р ф и р ы по сравнению с гранодиорит-порфирами относительно лейкократовые, розовато-серые породы с большим количеством вкрапленников, размеры которых обычно достигают 1 см, хотя встречаются и гораздо более крупные выделения.

Вкрапленники представлены (в порядке количественного убывания) каликатровым полевым шпатом, плагиоклазом, амфиболом, биотитом и кварцем. Эти же минералы участвуют и в сложении основной массы, которая имеет микрогранитовую структуру.

Плагиоклаз представлен кристаллами таблитчатой и несколько закругленной формы, иногда слабо зонален; по составу отвечает олигоклазу (№ 16-18) и характеризуется низкой степенью упорядоченности. Вкрапленники каликатрового полевого шпата содержат в периферических частях мелкие включения других минералов, причем последние, как правило, ориентированы по своему удлинению параллельно их граням. Подобные взаимоотношения свидетельствуют о зарождении этих крупных выделений каликатрового полевого шпата в раннемагматическую стадию и росте в главную стадию кристаллизации. По своим кристаллооптическим константам ($-2V = 67^\circ$, $\Delta_o = 0,33$ и $s_{\text{тр}} = 0,6$) и ориентировке относится к промежуточному триклинному ортоклазу. Амфибол, представленный зеленой роговой обманкой, слагает хорошо оформленные кристаллы с отчетливо выраженной призматической спайностью и характеризуется следующими оптическими константами: $c_{\text{Ng}} = 16^\circ$, $-2V = 62-64^\circ$. Биотит, слагающий лейсты, плеохроирует от коричневого до светло-желтого цвета. Оба цветных минерала — амфибол и биотит — резко уступают полевым шпатам по количеству вкрапленников. Кварц также более обычен для основной массы, хотя и встречается в небольшом числе округлыми вкрапленниками размером до 2-3 мм в поперечнике.

Из аксессуаров присутствуют апатит, сфен, рудный минерал, изредка циркон. Вторичные минералы представлены серицитом и реже карбонатом, развивающимися по плагиоклазу, а также хлоритом, который является продуктом изменения биотита и роговой обманки.

Г р а н о д и о р и т - п о р ф и р ы макроскопически мелкозернистые породы, на сером фоне которого выделяются крупные порфировые выделения розового полевого шпата, размеры которых иногда достигают 10 см. Структура порфировая с микрогранитовой, гипидиоморфнозернистой основной массой. В роли вкрапленников выступают плагиоклаз, каликатровый полевой шпат, реже амфибол, кварц и биотит (табл.7). Основная масса сложена мелкими зернами этих же минералов. Вторичные минералы представлены серицитом, карбонатом, хлоритом, редко эпидотом. Аксессуары — апатит, сфен, рудный минерал. Необходимо отметить, что как об-

щее количество вкрапленников, так и соотношения минералов меняются в значительных пределах и нередко по составу дайки этой группы несколько смыкаются с кварцевыми диорит-порфиритами.



Рис.15. Гранодиорит-порфир. Крупные вкрапленники калинатрового полевого шпата с ориентированными включениями других минералов в периферической части. Микрофото. Увел. 20х, ник.+.

Контакт гранодиорит-порфиров с породами Анкаванского интрузива четкий, а под микроскопом (в шлифах) видно срезание под углом кристаллов плагиоклаза в тоналите мелкозернистой основной массой дайки.

Плагиоклаз составляет хорошо оформленные таблитчатые кристаллы слабо зонального строения размером обычно до 1-2 см, редко до 3-4 см. В ряде случаев лишь плагиоклаз выступает в роли порфировых выделений, а калинатровый полевой шпат - только в составе основной массы. Центральные участки зональных кристаллов плагиоклаза по составу отвечают олигоклаз-андезину (№26-

27), а краевые - олигоклазу (№ 17-18), который в структурном отношении неупорядочен. Иногда слабо серицитизирован и карбонатизирован.

Калинатровый полевой шпат в гранодиорит-порфирах, так же, как и в гранит-порфирах, составляет крупные идиоморфные порфировые выделения, размеры которых достигают 5 см, а иногда и 10 см; участвует также в сложении мелкозернистой основной массы. В периферических частях вкрапленников (как и в случае с гранит-порфирами) встречаются мелкие ориентированные по удлинению включения плагиоклаза, биотита, роговой обманки, реже кварца (рис.15). На микрофото также видно, что один из вкрапленников расколот и трещинка заполнена основной массой. Указанные особенности указывают на зарождение вкрапленников калинатрового полевого шпата в раннемагматическую стадию кристаллизации и продолжающемся росте в главную стадию кристаллизации. Для них характерно наличие крупных волокон пертита распада. По своим оптическим свой-

ствам ($-2V = 61-62^\circ$, $\Delta_0 = 0,11-0,17$, $s_{тр} = 0,42-0,45$) относится к промежуточному ортоклаз-микропертиту, сближенному по степени триклинной упорядоченности к высокому ортоклазу. В литературе отмечено и более низкое значение угла оптических осей -40° (Котляр, 1958), хотя нашими определениями, произведенными специальным методом коноскопа в толстых шлифах (Марфунин, 1962), столь небольшие углы не были зафиксированы.

Амфибол представлен плеохроирующей в зеленоватых тонах роговой обманкой ($cNg = 16-17^\circ$, $-2V = 62-63^\circ$). Количество его во вкраплениях варьирует в значительных пределах, вплоть до полного исчезновения; в последнем случае роговая обманка в виде мелких зерен участвует в сложении лишь основной массы. Нередко хлоритизирован.

Биотит, как правило, встречается в составе основной массы и лишь изредка выступает в роли вкрапленников. Плеохроирует от коричневого до светло-желтого цвета. Часто подвергнут хлоритизации.

Несколько чаще, нежели биотит, в виде порфириковых выделений встречается кварц, представленный округлыми зернами с волнистым угасанием.

Из аксессуаров присутствуют обычно апатит, сфен, рудный минерал и изредка циркон, слагающие, как правило, мелкие идиоморфные кристаллики.

I. Плагииоклазы

Плагииоклаз является наиболее распространенным породообразующим минералом рассматриваемых магматических образований.

Плагииоклаз широко развит в породах плагииогранитной формации – плагииогранитах и др., достигая 90% объема породы в олигоклазитах. Слагает преимущественно идиоморфные, таблитчатой формы кристаллы размером до 7–8 мм в крупнозернистых разностях; в порфировидных породах выступает в роли вкрапленников. В кристаллах плагииоклаза наблюдается изогнутость двойниковых индивидов, а нередко и разрывы, что характерно для пород, испытавших влияние динамических напряжений. Слабо зонален, нередко в центральных частях отмечается интенсивное изменение – серицитизация, реже эпидотизация. Состав зональных кристаллов колеблется, как правило, в небольшом интервале (рис.16), отвечая в среднем для центральных зон № 25–35 (максимальные значения присущи плагииоклазу из лейкократовых кварцевых диоритов), а для краевых частей – № 10–15 (табл.8). Для плагииоклазов из пород плагииогранитной формации, в том числе и для жильной серии, характерна высокая степень упорядоченности (0,8–1,0), свидетельствующая об их принадлежности к низкотемпературной серии и полной упорядоченности.

Большим развитием пользуется плагииоклаз и в породах габбровой формации, составляя до 50%, реже несколько более объема породы. Размеры кристаллов в среднем достигают 2–3 мм в длину. Часто подвергнут сосюритизации. Зональность не всегда четко устанавливается, хотя изредка отмечаются значительные колебания состава в крупных кристаллах – от № 70–80 в ядре до № 22–30 по периферии (табл.8, рис.16). Более характерно развитие не зональных кристаллов плагииоклаза, состав которых варьирует преимущественно в пределах 30–50% содержания анортитовой составляющей. Для всех них свойственна высокая степень упорядоченности, колеблющаяся в очень узком интервале – 0,9–1,0.

В породах гранито-гнейсовой формации плагииоклаз также является существенным компонентом, составляя обычно 20–40% их объема. Слагает полисинтетически тонко сдвойникованные кристаллы разме-

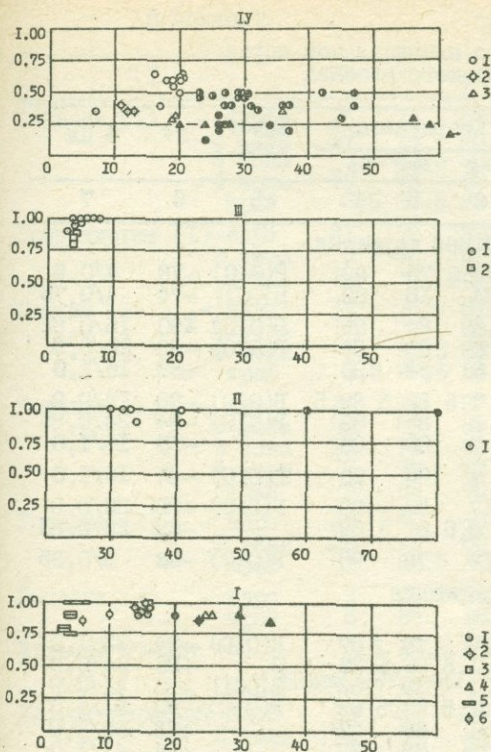


Рис. 16. Состав — степень упорядоченности плагиоклазов пород интрузивных комплексов. I. Плагиогранитный комплекс: 1 — плагиограниты, 2 — плагиограниты слюдяные, 3 — кв. олигоклазиты, 4 — лейкократовые кв. диориты, 5 — гнейсовидные плагиограниты, 6 — аплиты, пегматиты; II. Габбровый комплекс; III. Гранитогнейсовый комплекс: 1 — граниты, 2 — аплиты, пегматиты; IV. Тоналитовый комплекс: 1 — тоналиты, 2 — кварц-диориты, гранодиориты, 3 — жильные граниты, 4 — диорит- и габбро-порфириты. Залитые знаки — ранние генерации, полные знаки — поздние генерации, полузалитые знаки — промежуточные зоны плагиоклаза.

ром до 3 мм, редко более; наиболее распространенным является двойникование по альбитовому закону, меньше — по альбит-карлсбадскому. Под влиянием динамических напряжений кристаллы плагиоклаза сильно деформированы, что выражается в сильной изогнутости двойниковых полос, а нередко и их разрывов со смещением. По составу отвечает кислому плагиоклазу с небольшим колебанием состава — № 3–8 (табл. 8); характерна высокая степень упорядоченности, по существу отвечающая полной упорядоченности (0,95–1,0). Несколько меньшая упорядоченность отмечается у плагиоклазов из аплитов и пегматитов (0,8–0,9).

Плагиоклаз в породах тоналитовой формации слагает, как правило, кристаллы таблитчатого габитуса размером 1–1,5х0,5–0,8, но нередко 2х3 мм и более, с большим количеством зон. В круп-

Таблица 8

Оптические свойства плагиоклазов пород
Ашаран-Анкаванского массива

П о р о д а	Координаты			Крист. элемент.	2V	№ Пл
	Ng	Nm	Np			
I	2	3	4	5	6	7
Плагиогранитная формация						
Плагиогнейс (7)	15,5	75	89	P(OIO)	+78	4/0,9
Плагиогнейс (1)	74	18	82	B[OOI]	+74	4/0,75
Плагиогранит (3)	6	84	89	P(OIO)	±90	15/0,85
Плагиогранит (1) - ядро	1	89	89	P(OIO)	-88	20/0,9
	край	6	84		+88	16/1,0
Плагиогранит слюдист. (1)	7,5	82,5	89,5	B(OIO)	-88	14/0,9
Плагиогранит - ядро	5	85	89	P(OIO)	-84	24/0,85
	край	7	83		-88	16/1,0
Кв. олигоклазит (2)	7	83	90	P(OIO)	-82	16/1,0
Лейк. кв. диорит (2) - ядро	17	73	89	P(OIO)	+88	32/0,8
	край	8,5	81,5		-89	25/0,85
Плагионегматит (2)	12	78	90	P(OIO)	-88	8/0,85
Габбровая формация						
Габбро пироксен-рогово-обманковое (3)	15	75	89	B(OIO)	+84	32/1,0
Габбро -" (1)	81,5	59,5	32	B	+86	34/0,9
Габбро -" (1)	81	39	53	B[OOI]	+82	41/0,9
Габбро -" (1) - ядро	41,5	62,5	62	P(OIO)	-90	81/1,0
	2 зона	31	66		+78	60/1,0
	край	22	68		+84	41/1,0
Гранито-гнейсовая формация						
Гранито-гнейс (1)	15	75	88,5	B(OIO)	+80	6/1,0
Лейкогранит (12)	15,5	74,5	89	P(OIO)	+84	5/0,95
Тоналитовая формация						
Кв. диорит (1) - ядро	14	77	86	P(OIO)		24/0,12
	край	3,5	88			20/0,5
Гранодиорит (1) - ядро	24	66	89	P(OIO)		34/0,25
	2 зона	29	62			47/0,4
	3 зона	26	64			37/0,2
	4 зона	18	72			30/0,5
	край	2	89			19/0,6
Кв. диорит (1) - ядро	15	75	87	P(OIO)		26/0,25
	2 зона	23	67			36/0,4
	3 зона	16	74			28/0,4
	4 зона	15	75			27/0,4
	5 зона	25	65			42/0,5
	6 зона	14	76			27/0,5
	7 зона	18	72			30/0,5
	край	3,5	87,5			20/0,6

продолжение табл.8

I		2	3	4	5	6	7
Тоналит (I)	- ядро	16	74	87,5	P(OIO)		27/0,25
	2 зона	17	74	88,5			29/0,5
	3 зона	7	83,5	88			23/0,5
	4 зона	18	72	89			30/0,5
	край	3,5	87,5	88			19/0,55
Гранодиорит (I)	-ядро	21	70	89	P(OIO)		32/0,35
	2 зона	3	90	87			17/0,35
	край	10	79	87			7/0,35
Гранит (I)	- ядро	14	76	87,5	P(OIO)		26/0,35
	2 зона	17	74	88,5			29/0,5
	3 зона	7	83,5	88			23/0,5
	край	3,5	87,5	88			20/0,6
Тоналит (I)	- ядро	16	74	87	P(OIO)		26/0,2
	2 зона	24	66	89			37/0,4
	3 зона	20	70	89			31/0,4
	4 зона	11	79	88			25/0,5
	край	2	88	90			18/0,6
Тоналит (I)	- ядро	29	62	85	P(OIO)		45/0,3
	2 зона	26	65	85			47/0,55
	край	2	88,5	88,5			20/0,65
Тоналит (I)	- ядро	2	88,5	88,5	P(OIO)		20/0,65
	край	5	85	88,5			16/0,65
Жильный гранит (3)		6,5	84,5	87	P(OIO)		12/0,4
Малые интрузии							
Диорит-порфирит-	ядро	33	61	76	P(OIO)		56/0,3
	2 зона	23	67	89			36/0,3
	край	4	87	87			19/0,3
Лампрофир	- ядро	40	59	67,5	P(OIO)		не опр.
	2 зона	34	61,5	74			59/0,25
	3 зона	16	73	87			27/0,25
	4 зона	6	85	87			20/0,25
	5 зона	12	78,5	87			24/0,25
	6 зона	16	73	87,5			27/0,25
	край	4	87	87		19/0,30	
Гранит-порфир (I)		6,5	84,5	86	P(OIO)		17/0,1

Состав и степень упорядоченности определены по диаграмме А.С.Марфунина (1962).

ных кристаллах отмечается до 50-55 зон с колебанием состава от № 45 до № 23 на периферии, причем зональность довольно резко выраженная, часто повторяющаяся, а нередко и обратная. Первая генерация плагиоклаза выделяется в виде ядерных частей (как правило, в форме пятен) крупных зональных зерен, корродированных последующими зонами, и по составу отвечает андезину (№ 45-34); этот плагиоклаз относится к интрателлурическим образова-

ниям и по степени упорядоченности резко отличается от более поздних генераций. Плагноклаз первой генерации встречается преимущественно в кварцевых диоритах и тоналитах и менее характерен для гранодиоритов. Плагноклаз второй генерации состоит относительно крупные кристаллы с колеблющейся зональностью, а третьей — слабо зональные и мелкие зерна последней стадии кристаллизации. Краевые зоны плагноклазов второй и третьей генераций соответствуют олигоклазу (№ 17-20). Состав промежуточных зон колеблется в широком диапазоне — от № 36 до № 23, свидетельствуя о существенных колебаниях состава контаминированного магматического расплава в процессе кристаллизации.

Анализ данных, полученных по породам тоналитовой формации, позволяет предполагать, что кристаллизация плагноклаза первой генерации начинается на относительно больших глубинах в условиях высоких температур, чем и обусловлена их низкая степень упорядоченности (0,15-0,25), отвечающая высокотемпературной серии (рис. 16). Плагноклаз второй генерации имеет промежуточную оптику (степень упорядоченности 0,4-0,5); обогащение магматического расплава кальцием, обусловленное широко проявленными процессами ассимиляции, находит свое отражение в составе промежуточных зон плагноклаза поздних генераций и подтверждается наличием большого количества ксенолитов основных пород в Анкаванском, Такарлинском интрузивах. Для плагноклаза третьей генерации отмечается некоторое увеличение степени упорядоченности (0,5-0,65).

Таким образом, значительный временный и температурный интервал кристаллизации плагноклазов из пород тоналитового комплекса находит свое отражение в степени их упорядоченности, которая закономерно увеличивается от ранних (интрателлурических) выделений к поздним, отражая смену высокотемпературных серий более низкотемпературными. В то же время для плагноклазов жильной серии этого комплекса отмечается несколько пониженная степень упорядоченности (0,25-0,3), что обусловлено их быстрым охлаждением, препятствующим процессам упорядочения, а не более высокой температурой их кристаллизации.

Для плагноклазов пород малых интрузий отмечается небольшая степень упорядоченности (0,25-0,30), уменьшающаяся в гранит-порфирах, в которых они становятся почти полностью неупорядоченными (табл. 8).

В целом, для плагноклазов наблюдается закономерное увеличе-

Таблица 9

Химические составы и кристаллохимические формулы
плаггиоклазов

ОКИСЛИ	I.Обр.919		2.Обр.1226		3.Обр.1190		4.Обр.920	
	вес.%	коэф. ато- мов кати- онов	вес.%	коэф. ато- мов кати- онов	вес.%	коэф. ато- мов кати- онов	вес.%	коэф. ато- мов кати- онов
SiO ₂	63,04	2,78	65,15	2,97	62,02	2,81	65,80	3,00
Al ₂ O ₃	22,10	1,15	21,66	1,16	23,57	1,26	20,00	1,08
Fe ₂ O ₃	1,10	0,04	1,40	0,05	1,40	0,05	2,20	0,08
MnO	0,02	-						
MgO	-	-	1,26	0,08	1,20	0,08	-	-
CaO	2,96	0,14	2,80	0,14	4,70	0,23	2,46	0,12
Na ₂ O	9,90	0,85	5,80	0,51	5,90	0,52	6,78	0,60
K ₂ O	0,78	0,05	1,50	0,09	0,80	0,05	1,96	0,12
P ₂ O ₅			0,09		0,13			
П.п.п.	-		1,02		1,02		-	
Сумма	99,90		100,68		100,74		99,20	
Аб	80,95		68,36		63,72		70,67	
Ан	14,22		19,30		29,88		15,00	
Ор	4,83		12,34		6,40		14,33	
№ Пл	15		22		32		17-18	

Опись анализов: 1.Плаггиогранит, Лусагяхский массив; 2.Плаггиогранит мусковитовый, р-н с.Анкаван; 3.Кв.олигоклазит, Восточно-Лусагяхский массив; 4.Плаггиопегматит, р-н с.Лусагях.
Аналитики: А.А.Петросян (1,4), З.Ш.Гаспарян (2,3); хим.лаборатория ИГН АН АрмССР

Кристаллохимические формулы:

- $(K_{0.05}Na_{0.85})_{0.90}Ca_{0.14}[(Fe^{3+}_{0.04}Al_{1.15}Si_{2.78})_{3.97}O_8]$
- $(K_{0.09}Na_{0.51})_{0.60}(Ca_{0.14}Mg_{0.08}Fe^{3+}_{0.05}Al_{0.13})_{0.40} \cdot [(Al_{1.03}Si_{2.97})_4O_8]$
- $(K_{0.05}Na_{0.52})_{0.57}(Ca_{0.23}Mg_{0.08}Fe^{3+}_{0.05}Al_{0.07})_{0.43} \cdot [(Al_{1.19}Si_{2.81})_4O_8]$
- $(K_{0.12}Na_{0.60})_{0.72}(Ca_{0.12}Fe^{3+}_{0.08}Al_{0.08})_{0.28}[(Al_{1.00}Si_{3.00})_4O_8]$

ние степени упорядоченности от ранних выделений кристаллов к более поздним в пределах рассматриваемой формации, при одновременно общем уменьшении степени упорядоченности от древних магматических формаций к молодым.

Данные, полученные по составу оптическими определениями, были проконтролированы и химическими анализами плагиоклазов из пород плагиогранитного комплекса. Как видно из табл.9, во всех анализах плагиоклазов наблюдается устойчиво повышенное содержание трехвалентного железа, заметно увеличивающееся в плагиоклазе из пегматита. Характерной особенностью является низкое содержание анортитовой составляющей в плагиоклазах из плагиогранитов, мусковитового плагиогранита и плагиопегматита, которое колеблется в пределах 14–19,3%, резко возрастающее в кварцевых олигоклазитах – до 30%.

2. Калинатовые полевые шпаты

Калинатовые полевые шпаты встречаются в двух модификациях – моноклинной и триклинной, между которыми существуют всевозможные промежуточные состояния, определяемые степенью триклинности.^х

Распределение калинатового полевого шпата в различных интрузивных комплексах не равнозначно. В породах плагиогранитного комплекса он полностью отсутствует. Наибольшие содержания калинатового полевого шпата, представленного решетчатым микроклином, отмечаются в породах гранито-гнейсовой формации (от 2I до 4I,6%). В породах тоналитовой формации его распределение следующее: в кварцевых диоритах и тоналитах он присутствует в количествах до 6%, в гранодиоритах – до 18%, резко увеличиваясь в породах краевой зоны (калиевый метасоматоз на контакте интрузивов с верхнеэоцен-нижеолигоценовыми граносиенитами), а также в жильных образованиях. Значительные содержания калинатового полевого шпата отмечаются в дайках гранодиорит- и гранит-порфиров, в которых он выступает в роли крупных вкрапленников размерами до 5 см и более.

В гранитах калинатовый полевой шпат выделяется в главную стадию кристаллизации, слагая идиоморфные кристаллы размером до 2–3 мм, реже более.

^х Оптическая триклинность $\Delta_o = 0,0555 \cdot Ng \wedge \perp (OIO)$, степень упорядоченности $S_{tr} = 0,025 \cdot (2V - 44^\circ)$ (Марфунин, 1962).

В породах тоналитового комплекса калинатовый полевой шпат выделяется в позднемагматическую стадию кристаллизации, в условиях накопления щелочей и обогащения расплава летучими, и характеризуется ксеноморфизмом по отношению к ранее выделившимся минералам, заполняя интерстиции между ними. Поздний (метасоматического генезиса) калинатовый полевой шпат состоит совершенно чистые и прозрачные зерна, характеризующиеся наличием различно выраженной двойниковой решетки. Оба калинатовых полевых шпата отличаются друг от друга и по своим кристаллооптическим свойствам.

Оптические свойства калинатовых полевых шпатов Апаран-Анкаванского массива и некоторых интрузивов соседней Базумо-Памбакской области приведены в табл. IО. Для них характерна изменчивость оптических свойств, особенно это относится к величине угла оптических осей (определялся по двум выходам), который меняется не только в пределах одного образца, но часто и в одном кристалле. Так, угол $2V$ калинатовых полевых шпатов из пород гранито-гнейсовой формации колеблется в пределах $75-84^{\circ}$ при максимуме в интервале $75-80^{\circ}$. В породах тоналитовой формации отмечаются два максимума, один из которых падает на интервал $50-55^{\circ}$, а другой, менее выраженный, — на интервал $60-65^{\circ}$. Для Базумского интрузива также наблюдаются два четких максимума в интервалах $40-45^{\circ}$ и $55-60^{\circ}$. Распределение значений угла оптических осей минерала в Гамзачиманском интрузиве дает один максимум в интервале $60-65^{\circ}$.

Из сопоставления распределения угла $2V$ калинатовых полевых шпатов видно, что второй максимум для пород Анкаванского и Такарлинского интрузивов падает на интервал $60-65^{\circ}$, который характеризует максимум и для Гамзачиманского интрузива, еще раз свидетельствуя о воздействии интрузии сиенито-гранитов на породы нижнемелового тоналитового комплекса.

Данные, полученные по распределению угла оптических осей, а также степени триклинности, нанесены на диаграмму $2V - \Delta$ (рис. I7), что позволило выделить разновидности калинатового полевого шпата согласно номенклатуре А.С. Марфунина (1962), а также выявить определенные закономерности в их оптической характеристике для пород разных комплексов.

Калинатовые полевые шпаты из пород гранито-гнейсовой форма-

Таблица 10

Оптические свойства каликатровых полевых шпатов

П о р о д а	Координаты			Крис- талл. элемент.	- 2V	Стр	Δ.	Состав (по Мар- фунину)
	Ng	Nm	Np					
Арзакан-Ежнийский массив гнейсо-гранитов								
Гнейсо-граниты (4)	80,5	11,5	84,5	P(OOI)	77,5	0,84		
Варденисский выход гранитов								
Лейкогранит (I)	82 16	9 86	86 75	P(OOI) P(OIO)	75	0,78		0,89
Лусагхский интрузив гранитов								
Лейкогранит (I)	80 19	13 81	83 73	P(OOI) P(OIO)	84	1,00		1,00
Анкаванский гранитоидный интрузив								
Тоналит, грано- диорит (7)	88 5	6,5 88	84 85,5	P(OOI) P(OIO)	53 55,5	0,23 0,29	0,28	Op ₈₅ Ab ₁₅
Тоналит и др. (4)	86	7	85	P(OOI)	67	0,58		Op ₈₃ Ab ₁₇
Такарлинский гранитоидный интрузив								
Тоналит, грано- диорит (2)	88 3	6,5 87	84 89	P(OOI) P(OIO)	53,5	0,24	0,17	Op ₈₅ Ab ₁₅
Тоналит и др. (3)	88	7	83	P(OOI)	64	0,50		Op ₈₂ Ab ₁₈
Миракский гранитоидный интрузив								
Тоналит, грано- диорит (I)	88 5	6 89	85 85	P(OOI) P(OIO)	54 55	0,25 0,28	0,28	Op ₉₀ Ab ₁₀
Жильно-магматические породы тоналитового комплекса								
Жильный гранит (3)	90 0	5,5 90	84,5 90	P(OOI) P(OIO)	59	0,37	0,02	Op ₉₅ Ab ₅
Малые интрузии								
Гранит- и гранодио- рит-порфир (5)	2,5 88	87,5 8,5	89,5 82	P(OIO) P(OOI)	63	0,48	0,14	Op ₇₀ Ab ₃₀
Дермонтовский интрузив габбро								
Лейкогранит (I)	84	9	83	P(OOI)	52	0,20		
Базумский гранитоидный интрузив								
Гранодиорит (6)	88 12	8 87	82,5 78,5	P(OOI) P(OIO)	44,5 44	0,01 0		0,67
Гранодиорит (7)	86	9	83	P(OOI)	57	0,32		
Гранодиорит (I)	87	7	85	P(OOI)	69	0,63		
— " — (2)	89	8,5	82	P(OOI)	73,5	0,74		
Гамзачиманский интрузив сиенито-гранитов ^x								
Сиенито-гранит (I)	87 5,5	7 88	84,5 85	P(OOI) P(OIO)	62,5	0,46		0,31
Сиен.-гранит-I (4)	88	5	86,5	P(OOI)	60,5	0,41		
Сиен.-гранит-II (5)	90	6,5	83	P(OOI)	62	0,45		
Сиен.-гранит-III (10)	89 6,5	6 88	85 84	P(OOI) P(OIO)	60	0,40		0,36

^x Средние значения по данным: I — Г.П. Багдасаряна (1966), II — В.Н. Котляра (1958), III — Б.М. Меликсетяна (1976)

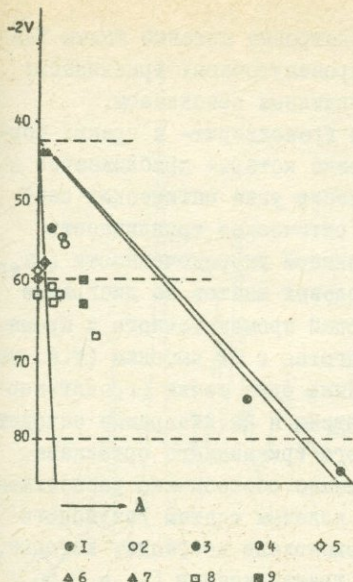


Рис.17. Диаграмма распределения $2V-\Delta$ каликатровых полевых шпатов из пород разновозрастных массивов.

Условные обозначения: 1 - гнейсограниты, 2 - гранитоиды Анкаванского интрузива, 3 - гранитоиды Такарлинского интрузива, 4 - гранитоиды Миракского интрузива, 5 - жильные граниты Анкаванского, Такарлинского и Миракского интрузивов, 6 - лейкограниты Лермонтовского массива, 7 - гранитоиды Базумского интрузива, 8 - дайки гранит- и гранодиорит-порфиров Анкавана, 9 - сиенито-граниты Гамзачиманского интрузива

ции характеризуются триклинной, или близкой к ней, ориентировкой ($\Delta = 0,9-1,0$), большими углами оптических осей ($-75-84^\circ$) и высокой упорядоченностью ($S_{тр} = 0,8-1,0$), что позволяет отнести их к максимальным микроклинам.

Каликатровые полевые шпаты из пород тоналитового комплекса относятся к высоким триклинным ортоклазам ($\Delta = 0,17-0,28$), несколько приближающимся к высоким ортоклазам (т.е. моноклинным разностям), и характеризуются наличием двух максимумов углов оптических осей с соответствующей степенью триклинной упорядоченности: а) $-2V = 50-55^\circ$ и $S_{тр} = 0,23-0,29$ и б) $-2V = 60-65^\circ$ и $S_{тр} = 0,50-0,58$, что отражает влияние наложенных процессов, часто наблюдаемых в породах Анкаванского и Такарлинского интрузивов. На диаграмме все точки, представляющие средние значения, располагаются довольно кучно. Вместе с тем, из табл.10 видно, что минералы второй группы, характеризующейся большими углами $2V$, и по другим параметрам сближаются с каликатровыми полевыми шпатами пород Гамзачиманского интрузива, для которых мы имеем: $-2V = 60-63^\circ$, $\Delta = 0,28-0,36$, $S_{тр} = 0,40-0,58$.

По вышеприведенным данным, каликатровые полевые шпаты Гам-зачиманского интрузива относятся к промежуточному триклинному ортоклазу, сближенному с высоким триклинным ортоклазом.

Для каликатровых полевых шпатов гранодиорит- и гранит-порфи́ров Анкавана, оптическая ориентировка которых приближается к моноклинной, отмечаются близкие значения угла оптических осей ($-2V = 61-67^\circ$, среднее 63°), низкая оптическая триклинность ($\Delta = 0,144$) и средняя степень триклинной упорядоченности ($S_{tr} = 0,475$). Точки этих каликатровых полевых шпатов на диаграмме (рис.17) располагаются на границе полей промежуточного и промежуточного триклинного ортоклазов, тяготея к их высоким (т.е. менее упорядоченным) разновидностям. Лишь одна точка (гранит-порфир) несколько выпадает из общей картины и на диаграмме находится в средней части поля промежуточного триклинного ортоклаза.

Как и следовало ожидать, совершенно обособленно расположены точки, соответствующие каликатровым полевым шпатам Базумского гранитоидного интрузива предверхнеэоценового возраста, которые, обладая довольно высокой оптической триклинностью ($\Delta = 0,56 - 0,78$), имеют два четких максимума угла оптических осей ($-2V = 40-45^\circ$, $S_{tr} = 0,0-0,175$ и $-2V = 55-60^\circ$, $S_{tr} = 0,30-0,375$) и один слабо выраженный ($-2V = 69-76^\circ$, $S_{tr} = 0,625-0,8$); на диаграмме точки, соответствующие первой группе, расположены в поле высокого триклинного ортоклаза, примыкающего к низким санидинам.

Результаты определений оптической триклинности были проконтролированы и рентгенометрическими исследованиями. Так, оптически незначительно отклоняющийся от моноклинной симметрии порфировидный вкрапленник из гранодиорит-порфира, проанализированный в рентгеноструктурной лаборатории ИГН АН АрмССР Э.Х.Хуршудян, рентгенографически моноклинный (рис.18); аналогичные данные приведены для криптопертитов из даек гранодиорит-порфи́ров Анкавана и А.С.Марфуниним (1962).

Представляет интерес диаграмма для определения состава псевдомоноклинных и близких к ним криптопертитов (рис.19), предложенная А.С.Марфуниним (1962). Как видно из диаграммы, особенности исследованных каликатровых полевых шпатов и здесь находят свое отражение. Так, каликатровые полевые шпаты тоналитового комплекса, точки которых распадаются на два поля, отражающих их структурное состояние, в то же время близки по составу ($Or_{82-90}Ab_{18-10}$), что находится в прямой зависимости от состава таковых Гамзачиман-

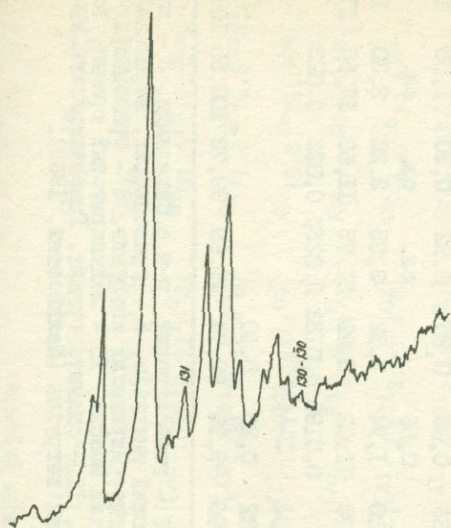


Рис. 18. Дифракционный снимок каликатрового полевого шпата (обр. 501).

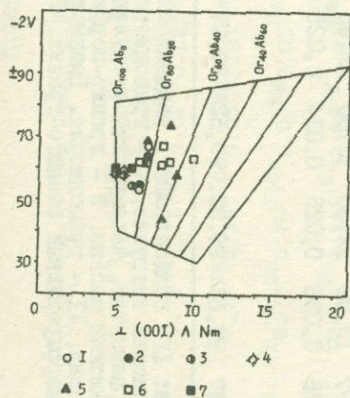


Рис. 19. Диаграмма составов каликатровых полевых шпатов. Условные обозначения: 1 - гранитоиды Анкаванского интрузива, 2 - гранитоиды Такарлинского интрузива, 3 - гранитоиды Миракского интрузива, 4 - жильные граниты (1-3), 5 - гранитоиды Базумского интрузива, 6 - дайки гранит-порфиров Анкавана, 7 - сиенито-граниты Гамзачиманского интрузива.

Таблица II

Химические составы каликатровых полевых шпатов

Компо- ненты	I	2	3д	4д	5д	6	7	8	9	Юд	IIд	I2д	I3
	II97	I40I	602	755	I239	533	I474	50I	667	II5	220	I59	K-I54
SiO ₂	64,70	64,75	64,05	63,85	64,15	64,96	65,66	64,88	65,20	64,60	64,95	66,40	64,00
TiO ₂									0,01				
Al ₂ O ₃	20,21	20,08	20,28	20,49	20,35	20,32	20,63	20,65	18,99	20,10	20,05	19,15	19,99
Fe ₂ O ₃	0,24	0,19	0,29	0,08	0,12	0,94	0,93	-	0,41	0,12	0,08	0,06	0,71
FeO									0,54				0,43
MgO	0,20	0,18	0,23	0,17	0,20	0,20	1,90	-	0,10	0,15		0,04	-
CaO	0,42	0,40	0,47	1,13	0,75	1,68	1,68	0,60	0,85	0,92	0,90	1,08	1,39
BaO			сл.	сл.				0,66		сл.	сл.	сл.	
Na ₂ O	1,33	1,23	1,60	1,80	1,75	1,60	2,20	1,94	3,32	2,05	2,20	2,30	2,25
K ₂ O	12,97	13,02	12,40	12,00	12,35	9,10	5,70	11,02	9,92	11,75	11,60	11,50	11,00
Rb	0,026	0,026	0,025	0,024	0,025			0,0195	0,0182	0,0235	0,023	0,023	
P ₂ O ₅						0,09	0,04	-					
П.п.п.						0,86	1,22	0,20	0,40				0,74
Сумма	100,07	99,85	99,32	99,52	99,67	99,75	99,96	99,95	99,74	99,69	99,78	100,55	100,52

Опись анализов: I - гнейсогранит, Варденисский массив, 2 - гнейсогранит, р-н с.Сараландж, 3 - кв. диорит, Анкаванский интрузив, 4 - гранодиорит, Такарлинский интрузив, 5 - гранодиорит, Миракский интрузив, 6 - пегматит, Анкаванский интрузив, 7 - пегматит, Миракский интрузив, 8 - гранодиорит-порфир, Анкаванский массив, 9 - гранит-порфир, Анкаванский массив, 10 - лейкократовый гранит, Держиновский массив, 11 - гранодиорит, Базумский интрузив, 12 - сиенито-гранит, Гамзачиманский интрузив, 13 - порфировидный сиенито-гранит, Гамзачиманский интрузив (Меликсетян, 1969).

Кристаллохимические формулы:

1. $(K_{0.76}Na_{0.12})(Ca_{0.02}Mg_{0.01}Fe_{0.005}^{3+}Al_{0.04})[(Al_{1.05}Si_{2.95})_4O_8]$	Or _{85.0} Ab _{12.8} An _{2.2}
2. $(K_{0.76}Na_{0.11})(Ca_{0.02}Mg_{0.01}Fe_{0.005}^{3+}Al_{0.03})[(Al_{1.05}Si_{2.95})_4O_8]$	Or _{86.1} Ab _{11.7} An _{2.2}
3. $(K_{0.73}Na_{0.14})(Ca_{0.02}Mg_{0.02}Fe_{0.01}^{3+}Al_{0.02})[(Al_{1.07}Si_{2.93})_4O_8]$	Or _{82.2} Ab _{15.3} An _{2.5}
4. $(K_{0.70}Na_{0.16})(Ca_{0.05}Mg_{0.01}Fe_{0.01}^{3+}Al_{0.02})[(Al_{1.08}Si_{2.92})_4O_8]$	Or _{77.2} Ab _{16.6} An _{6.2}
5. $(K_{0.72}Na_{0.15})(Ca_{0.04}Mg_{0.01}Fe_{0.01}^{3+}Al_{0.03})[(Al_{1.07}Si_{2.93})_4O_8]$	Or _{79.8} Ab _{16.0} An _{4.2}
6. $(K_{0.53}Na_{0.14})(Ca_{0.08}Mg_{0.01}Fe_{0.03}^{3+}Al_{0.03})[(Al_{1.05}Si_{2.95})_4O_8]$	Or _{71.1} Ab _{17.9} An _{11.0}
7. $(K_{0.33}Na_{0.19})(Ca_{0.08}Mg_{0.13}Fe_{0.03}^{3+}Al_{0.01})[(Al_{1.07}Si_{2.93})_4O_8]$	Or _{56.0} Ab _{30.3} An _{13.7}
8. $(K_{0.64}Na_{0.17})(Ca_{0.03}Ba_{0.01}Al_{0.06})[(Al_{1.05}Si_{2.95})_4O_8]$	Or _{77.0} Ab _{19.4} An _{3.6}
9. $(K_{0.57}Na_{0.29})(Ca_{0.04}Mg_{0.01}Fe_{0.02}^{2+}Fe_{0.02}^{3+})[(Al_{1.02}Si_{2.98})_4O_8]$	Or _{64.4} Ab _{31.0} An _{4.6}
10. $(K_{0.68}Na_{0.18})(Ca_{0.04}Mg_{0.01}Fe_{0.01}^{3+}Al_{0.02})[(Al_{1.06}Si_{2.94})_4O_8]$	Or _{76.0} Ab _{19.0} An _{5.0}
11. $(K_{0.67}Na_{0.19})(Ca_{0.04}Fe_{0.01}^{3+}Al_{0.03})[(Al_{1.05}Si_{2.95})_4O_8]$	Or _{75.0} Ab _{20.1} An _{4.9}
12. $(K_{0.66}Na_{0.20})(Ca_{0.05}Fe_{0.01}^{3+}Al_{0.01})[(Al_{1.01}Si_{2.99})_4O_8]$	Or _{73.2} Ab _{20.9} An _{5.9}
13. $(K_{0.64}Na_{0.20})(Ca_{0.07}Fe_{0.02}^{2+}Fe_{0.02}^{3+})[(Al_{1.08}Si_{2.92})_4O_8]$	Or _{71.4} Ab _{20.8} An _{7.8}

Таблица 12

Состав псевдомонаклинных и близких к ним криптопертитов

Место взятия	Состав по хим. анализу	Состав по оптич. данным
Анкаванский интрузив С-I	Op _{84,5} Ab _{15,5}	Op ₈₅ Ab ₁₅
" С-II		Op ₈₃ Ab ₁₇
Такарлинский интрузив С-I	Op _{82,5} Ab _{17,5}	Op ₈₅ Ab ₁₅
" С-II		Op ₈₂ Ab ₁₈
Миракский интрузив	Op _{83,5} Ab _{16,5}	Op ₉₀ Ab ₁₀
Гранодиорит- и гранит-порфиры Анкавана	Op ₈₀ Ab ₂₀ Op _{67,5} Ab _{32,5}	Op ₇₀ Ab ₃₀
Базумский гранитоидный интрузив	Op ₇₉ Ab ₂₁	Op ₆₀₋₈₀ Ab ₄₀₋₂₀
Гамзачиманский интрузив скенито-гранитов	Op ₇₈ Ab ₂₂	Op ₈₂₋₉₀ Ab ₁₈₋₁₀ Op ₁₀₀ Ab ₀

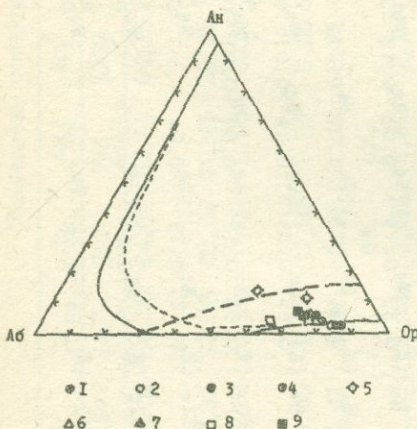


Рис. 20. Диаграмма молекулярных составов каликатровых полевых шпатов.

Условные обозначения:
 1 - гнейсограниты, 2 - гранитоиды Анкаванского интрузива, 3 - гранитоиды Такарлинского интрузива, 4 - гранитоиды Миракского интрузива, 5 - жильные граниты (2-4), 6 - лейкограниты Мерментовского массива, 7 - гранитоиды Базумского интрузива, 8 - дайки гранит-порфиров Анкавана, 9 - скенито-граниты Гамзачиманского интрузива

ского интрузива ($Or_{82-90}Ab_{18-10}$), о воздействии которого на породы Анкаванского и Такарлинского интрузивов было отмечено выше. Здесь же надо оговориться, что крайнее левое положение одной точки (это среднее) отнюдь не свидетельствует об отсутствии натровой составляющей в гомогенной твердой фазе, не говоря уже о наличии в минерале значительного количества сравнительно крупных вростков пертитов распада (по данным Г.П.Багдасаряна (1966), пертитовые вростки альбита составляют от 10 до 30% площади кристаллов); в данном случае подразумевается почти полное отсутствие именно криптопертитов в кристаллах калинатровых полевых шпатов.

Калинатровые полевые шпаты даек гранодиорит- и гранит-порфиров по составу криптопертитов отвечают $Or_{55-80}Ab_{45-20}$ при среднем значении $Or_{70}Ab_{30}$.

Для калинатровых полевых шпатов из пород Базумского интрузива, несмотря на значительную разницу в степени их триклинной упорядоченности, колебания в составе небольшие $Or_{60-80}Ab_{40-20}$.

Химические составы калинатровых полевых шпатов и рассчитанные по ним кристаллохимические формулы приведены в табл. II (определение рубидия произведено Р.Х.Гукасяном на масс-спектрометре в лаборатории изотопных исследований АН АрмССР). Как видно из табл. II, от древних комплексов к молодым происходит возрастание роли натрового компонента в составе калиевой фазы калинатровых полевых шпатов. Одновременно с уменьшением доли калиевой составляющей соответственно снижается содержание рубидия.

Результаты химических анализов хорошо согласуются с данными, полученными на основании кристаллооптических исследований по диаграмме А.С.Марфунина (1962), которые сведены в табл. I2.

Полученные данные по химическим составам калинатровых полевых шпатов нанесены также на диаграмму $Ab-An-Or$ (Тернер, Ферхуген, 1961) (рис. 20).

3. Амфиболы

Минералы этой группы, представленные в основном обыкновенной роговой обманкой, присутствуют в различных количествах почти во всех породах магматических формаций Апаран-Анкаванского массива, являясь, наряду с биотитом, наиболее распространенным феррическим минералом.

В породах плагиогранитного комплекса роговая обманка встречается в количествах до 14,4% и притом только в эндоконтактовых лейкократовых кварцевых диоритах, слагая удлиненные кристаллы размером до 3-5 мм. Цвет зеленый с незначительным синеватым оттенком; плеохроизм по Ng - зеленый, Nm - зеленовато-желтый, Np - светло-желтый.

В породах габбрового комплекса амфибол представлен двумя разновидностями: первая - обыкновенной роговой обманкой, плеохроирующей в синеватых тонах с зеленым оттенком, вторая, развивающаяся по роговой обманке и пироксену, - волокнистой разновидностью, плеохроирующей в синеватых тонах. Синеватый цвет амфибола свидетельствует о несколько повышенном содержании в них натрия, подтверждаемом и данными химических анализов (табл. I4). Амфибол часто хлоритизирован. Количество его в основном варьирует в пределах 25-35%, достигая в меланогаббро 67%.

Амфиболы из кварцевых диоритов и тоналитов нижнемелового интрузивного комплекса как по своим оптическим свойствам, так и по химизму довольно близки друг другу и представлены обыкновенной роговой обманкой, плеохроирующей в зеленоватых тонах: по Ng - буро-зеленый, Nm - зеленый, Np - желтый, со следующей схемой абсорбции $Ng > Nm > Np$. Угол $2V$ (отрицательный) колеблется от 62 до 80° , cNg - от 15 до 21° . Часты двойники по (100). Нередко роговая обманка хлоритизирована. Его количество, как правило, не превышает 10%, резко увеличиваясь в породах эндоконтактовой фации.

В дайках кварцевого диорит-порфирита и спессартита, развитых в пределах области, амфибол представлен роговой обманкой, плеохроирующей по Ng - зеленый с синеватым оттенком, Nm - зеленый, Np - светло-желтый и $2V = -70-72^\circ$, $cNg = 17-20^\circ$. Размеры кристаллов достигают 4-5 мм в длину, но в среднем значительно меньше.

Для даек гранодиорит- и гранит-порфиров характерна обыкновенная роговая обманка, которая встречается и в качестве вкрапленников и мелкими зернами в составе основной массы; плеохроирует в зеленовато-желтых цветах и имеет следующие кристаллооптические константы: $cNg = 16^\circ$, $-2V = 62-64^\circ$.

В целях сопоставления оптических свойств и химизма амфиболов ниже приведена их характеристика из пород Лермонтовского интрузива габбро и Базумского гранитоидного массива, относящихся к пред-

Таблица 13

Оптические свойства амфиболов

П о р о д а	Координаты			-2V	cNg	Ц в е т
	Ng	Nm	Np			
Лейк.кв.диорит (2)	75,5	62	33	83,5	I7	светло-зеленый
Габбро лусатюхско-го типа (2)	75	63	32	58	I7	синевато-зеленый
Габбро -" (3)	74	62	33	71	I8	-"
Тоналиты Анкаванского интрузива(4)	76	62	31	76	16	зеленый
Тоналиты Миакского интрузива (4)	74,5	62,5	32	77	I7	зеленый
Тоналиты Миакского интрузива (I)	77	62	32	62	15	зеленый
Тоналиты Такарлинского интрузива(2)	75	62,5	31,5	73,5	I8	зеленый
Тоналиты Такарлинского интрузива(I)	71	62	34	65	21	зеленый
Диорит-порфирит (2)	75	62	33	72	I7	синевато-зеленый
Диорит-порфирит (I)	71	62	34	70	20	буровато-зеленый
Гранодиорит-порфир (2)	75,5	61,5	33	63	16	зеленый
Габбро Лермонтовского интрузива(4)	72	62,5	34	70	20	зеленовато-бурый
Габбро Лермонтовского интрузива(I)	71	62	35	80	22	светло-коричневый
Гранитоиды Базумского интрузива(3)	75	62	33	69	I8	буровато-зеленый
Гранитоиды Базумского интрузива(2)	76	62	32	63,5	I6	зеленый
Гранитоиды Базумского интрузива(2)	76	62	32	74,5	I6	синевато-зеленый

верхнеэоценовому магматическому циклу. В габбро Лермонтовского массива амфибол представлен двумя разновидностями роговой обманки - зеленовато-бурой и грязнозеленовато-синей. Зеленовато-бурая роговая обманка, плеохроирующая по Ng - зеленовато-бурый, Nm - бурый, Np - желтый цветами, характеризуется следующими константами: $-2V = 69-76^{\circ}$, $cNg = 14-24^{\circ}$, $Ng-Np = 0,019-0,020$; нередко двойники по (100). В этой роговой обманке отмечается в

Таблица 14

Химические составы амфиболов

Компо- ненты	I	2	3	4	4'	5д	6	7д
	I567	II77	IO65	IO24	IO24	I34	I407	620
SiO ₂	46,48	46,06	45,50	47,64	44,80	42,30	44,52	43,65
TiO ₂	I,IO	0,92	0,92	I,40	0,70	0,85	0,18	0,55
Al ₂ O ₃	I2,16	II,7I	I2,24	II,3I	I2,40	I3,65	6,70	I3,40
Fe ₂ O ₃	7,73	4,54	6,55	4,14	5,30	5,10	7,50	6,50
FeO	6,10	4,54	5,68	9,33	9,10	II,95	10,41	10,05
MnO	0,19	0,22	0,22	0,25	сл.	—	0,71	сл.
MgO	II,96	18,45	14,76	II,04	12,45	II,90	15,45	II,05
CaO	I2,00	II,64	II,90	II,98	12,57	12,65	10,20	I2,55
Na ₂ O	I,50	0,60	I,50	I,30	I,53	I,00	0,90	I,25
K ₂ O	0,35	0,28	0,42	0,35	0,82	0,50	0,30	0,48
P ₂ O ₅	0,05			0,04			0,55	
H ₂ O ₊					I,13	0,95		0,90
H ₂ O ₋			0,02				0,14	
П.п.п.	I,12	I,56	0,86	I,70			2,18	
Сумма	100,74	100,52	100,57	100,48	100,80	100,85	99,74	100,38
f'	22,25	I2,12	I7,75	32,18	29,16	36,08	27,46	33,80
f''	37,99	20,66	30,55	39,91	38,48	43,86	38,42	39,80

Опись анализов: I. Амфиболовый сланец, гребневая часть Цакхунянского хр.; 2. Лейкохромовый кв. диорит, гребневая часть Цакхунянского хр.; 3. Габбро, р-н с. Дала; 4, 4'. Габбро, р-н с. Лусагх; 5. Габбро, Дармонтовский интрузив, Базумский хр.; 6, 7. Гранодиориты, Анкаванский интрузив.

Состав образцов с индексом "д" определен методом сравнительной дисперсии двуупреомления (Чибухчия, 1963).

Таблица 14 (продолжение)

Химические составы амфиболов

Компо- ненты	8д	9д	10	11д	12	13	14	15д
	615	640a	1230	755	1246	1261	1264	247
SiO ₂	45,20	45,30	47,44	43,35	44,95	45,25	46,43	40,20
TiO ₂	1,35	1,32	0,80	0,40	1,84	1,29	1,67	1,27
Al ₂ O ₃	11,10	11,10	13,57	13,60	8,53	14,24	16,78	10,90
Fe ₂ O ₃	6,30	6,50	8,92	6,30	8,38	7,09	9,84	9,40
FeO	7,90	7,75	5,02	10,04	7,66	7,90	6,46	9,85
MnO	сл.	сл.	0,31	-	0,63	0,45	0,68	0,12
MgO	12,10	12,60	10,03	11,20	13,27	7,98	4,99	12,00
CaO	12,80	12,77	10,76	12,75	10,78	11,82	10,85	12,75
Na ₂ O	1,35	1,03	1,25	1,25	0,90	1,25	1,50	1,25
K ₂ O	0,90	0,96	1,00	0,50	0,65	0,55	0,60	1,16
P ₂ O ₅			0,69		0,52	0,57	0,35	
H ₂ O ₊	0,90	0,85		0,97				1,05
H ₂ O ₋								
П.п.п.			0,66		0,90	1,38	0,56	
Сумма	99,90	100,18	100,45	100,36	99,11	99,77	100,71	99,95
f'	26,83	25,71	22,01	33,50	24,54	35,71	42,06	31,49
f''	38,52	37,85	42,33	39,20	39,30	50,00	63,10	46,11

Опись анализов: 8, 9. Дайки диорит-порфиритов, Анкаванский массив; 10, 11. Тоналит, Такарлинский интрузив; 12-14. Тоналиты, Миракский интрузив; 15. Кв.диорит, Базумский интрузив, Базумский хр.

Аналитики: З.Ш.Гаспарян (1,4,6), Г.М.Джрбавян (10,13,14), С.Г.Чаталян (2,3,12).

Таблица I4 (продолжение)

Кристаллохимические формулы:

1. $(Ca_{1.84}Na_{0.41}K_{0.06})^{X}_{2.31}(Mg_{2.56}Mn_{0.03}Fe^{2+}_{0.73}Fe^{3+}_{0.83}Ti_{0.12}Al_{0.73})^Y_5(Al_{1.33}Si_{6.67})^Z_8O_{22}(O_{0.62}OH_{1.38})_2$
2. $(Ca_{1.70}Na_{0.16}K_{0.05})^{X}_{1.91}(Mg_{3.75}Mn_{0.02}Fe^{2+}_{0.52}Fe^{3+}_{0.46}Ti_{0.09}Al_{0.16})^Y_5(Al_{1.72}Si_{6.28})^Z_8(O_{20.69}OH_{1.31})_{22}(OH)_2$
3. $(Ca_{1.79}Na_{0.41}K_{0.07})^{X}_{2.27}(Mg_{3.09}Mn_{0.03}Fe^{2+}_{0.67}Fe^{3+}_{0.69}Ti_{0.09}Al_{0.43})^Y_5(Al_{1.60}Si_{6.40})^Z_8(O_{21.76}OH_{0.24})_{22}(OH)_2$
4. $(Ca_{1.86}Na_{0.37}K_{0.06})^{X}_{2.29}(Mg_{2.40}Mn_{0.03}Fe^{2+}_{1.13}Fe^{3+}_{0.45}Ti_{0.16}Al_{0.83})^Y_5(Al_{1.10}Si_{6.90})^Z_8O_{22}(O_{0.65}OH_{1.35})_2$
4. $(Ca_{1.94}Na_{0.43}K_{0.16})^{X}_{2.53}(Mg_{2.68}Fe^{2+}_{1.10}Fe^{3+}_{0.53}Ti_{0.08}Al_{0.57})^Y_5(Al_{1.54}Si_{6.46})^Z_8O_{22}(O_{0.23}OH_{1.77})_2$
5. $(Ca_{1.95}Na_{0.28}K_{0.09})^{X}_{2.32}(Mg_{2.54}Fe^{2+}_{1.44}Fe^{3+}_{0.55}Ti_{0.10}Al_{0.37})^Y_5(Al_{1.93}Si_{6.07})^Z_8(O_{21.46}OH_{0.54})_{22}(OH)_2$
6. $(Ca_{1.57}Na_{0.26}K_{0.05})^{X}_{1.88}(Mg_{3.30}Mn_{0.09}Fe^{2+}_{1.25}Fe^{3+}_{0.36})^Y_5(Ti_{0.02}Fe^{3+}_{0.45}Al_{1.14}Si_{6.39})^Z_8(O_{20.22}OH_{1.78})_{22}(OH)_2$
7. $(Ca_{1.95}Na_{0.35}K_{0.09})^{X}_{2.39}(Mg_{2.39}Fe^{2+}_{1.22}Fe^{3+}_{0.71}Ti_{0.06}Al_{0.62})^Y_5(Al_{1.66}Si_{6.34})^Z_8O_{22}(O_{0.13}OH_{1.87})_2$
8. $(Ca_{2.01}Na_{0.39}K_{0.18})^{X}_{2.58}(Mg_{2.64}Fe^{2+}_{0.97}Fe^{3+}_{0.69}Ti_{0.15}Al_{0.55})^Y_5(Al_{1.37}Si_{6.63})^Z_8O_{22}(O_{0.76}OH_{1.24})_2$
9. $(Ca_{1.99}Na_{0.29}K_{0.18})^{X}_{2.46}(Mg_{2.72}Fe^{2+}_{0.94}Fe^{3+}_{0.72}Ti_{0.14}Al_{0.48})^Y_5(Al_{1.42}Si_{6.58})^Z_8O_{22}(O_{0.51}OH_{1.49})_2$
10. $(Ca_{1.66}Na_{0.35}K_{0.19})^{X}_{2.20}(Mg_{2.15}Mn_{0.03}Fe^{2+}_{0.61}Fe^{3+}_{0.97}Ti_{0.09}Al_{1.15})^Y_5(Al_{1.15}Si_{6.85})^Z_8O_{22}(O_{1.01}OH_{0.99})_2$
11. $(Ca_{1.99}Na_{0.35}K_{0.09})^{X}_{2.43}(Mg_{2.43}Fe^{2+}_{1.22}Fe^{3+}_{0.68}Ti_{0.05}Al_{0.62})^Y_5(Al_{1.70}Si_{6.30})^Z_8O_{22}(O_{0.12}OH_{1.88})_2$
12. $(Ca_{1.69}Na_{0.26}K_{0.12})^{X}_{2.07}(Mg_{2.87}Mn_{0.08}Fe^{2+}_{0.93}Fe^{3+}_{0.93}Ti_{0.19})^Y_5(Ti_{0.01}Al_{1.45}Si_{6.54})^Z_8(O_{21.62}OH_{0.38})_{22}(OH)_2$
13. $(Ca_{1.88}Na_{0.36}K_{0.11})^{X}_{2.35}(Mg_{1.77}Mn_{0.06}Fe^{2+}_{0.99}Fe^{3+}_{0.79}Ti_{0.14}Al_{1.25})^Y_5(Al_{1.24}Si_{6.76})^Z_8O_{22}(O_{1.31}OH_{0.69})_2$
14. $(Ca_{1.72}Na_{0.42}K_{0.10})^{X}_{2.24}(Mg_{1.09}Mn_{0.09}Fe^{2+}_{0.80}Fe^{3+}_{1.08}Ti_{0.19}Al_{1.75})^Y_5(Al_{1.17}Si_{6.83})^Z_8O_{22}(O, OH)_2$
15. $(Ca_{2.04}Na_{0.36}K_{0.22})^{X}_{2.62}(Mg_{2.66}Mn_{0.01}Fe^{2+}_{1.23}Fe^{3+}_{1.06}Ti_{0.04})^Y_5(Ti_{0.10}Al_{1.91}Si_{5.99})^Z_8(O_{21.88}OH_{0.12})_{22}(OH)_2$

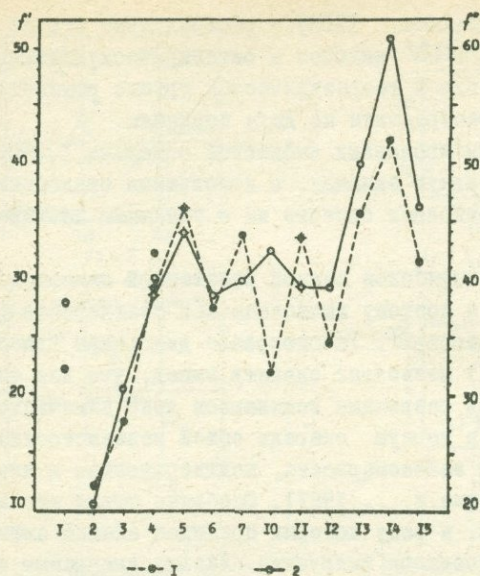


Рис.21. Диаграмма изменения коэффициентов железистости амфиболов.

1 — линия стандартной железистости
2 — линия общей железистости

Цифры по оси абсцисс соответствуют номерам анализов в табл.14.

виде пятен амфибол, плеохроирующий от синего до коричневато-зеленого цвета с $\text{сNg} = 15^0$, $-2V = 82^0$, $\text{Ng-Np} = 0,018^0$ (Котляр, 1958).

Оптические константы амфиболов приведены в табл.13, а химические составы и кристаллохимические формулы — в табл.14.

Нами использована общая формула $X_2-3Y_5Z_8(O,OH)_{24}$, предложенная Уорреном (Warren, 1930), где $X = \text{Ca}^{2+}, \text{Na}^{1+}, \text{K}^{1+} (\text{Mn}^{2+}, \text{Mg}^{2+})$; $Y = \text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al}^{3+}, \text{Ti}^{4+}$; $Z = \text{Si}^{4+}, \text{Al}^{3+}, (\text{Ti}^{4+})$.

При пересчете составов на кристаллохимическую формулу наибольшие затруднения вызвал выбор основы. Исходя из конкретных случаев, И.Д.Борнеман-Старынкевич (1964) предлагает брать за основу $Y+Z = 13$, $\text{Si}+\text{Al} = 8$, $\text{Si} = 6$. Так как проанализированные амфиболы относятся, как правило, к кальциевым разностям, нами принята основа $Y+Z = 13$.

При расчетах кристаллохимической формулы неясно положение Ti^{4+} . Одни исследователи (De Vore, 1957; Heritsch, 1960; Phillips, 1963 и др.) относят весь титан в октаэдрическую позицию, другие (Соболев, 1949 и др.) — в тетраэдрическую, а третьи (Borley,

Frost, 1963; Nicholls, Zussman, 1955) - распределяют его по двум позициям. Нами весь Ti^{4+} включен в октаэдрическую позицию и лишь в тех случаях, когда в тетраэдрической группе ощущается нехватка Si и Al, он распределен по двум позициям.

Большинство проанализированных амфиболов содержит $1,8 \pm 0,1$ катиона кальция на формульную единицу, с небольшими отклонениями в обе стороны, что позволяет отнести их к типичным кальциевым роговым обманкам.

Для характеристики амфиболов важной константой является коэффициент железистости, и поэтому вычислена как стандартная (f'), так и общая (f'') железистость^X. Рассмотрение диаграммы изменения железистости (рис.21) позволяет сделать вывод, что для амфиболов главных типов пород различных комплексов ясно намечается повышение железистости (в первую очередь общей железистости) от ранних членов к поздним, закономерность, подтвержденная и для других регионов (Оптические и..., 1967). Особенно четко это наблюдается для габброидов, в ряду которых приведен анализ амфибола (5) из габбро Лермонтовского интрузива. Анализ диаграммы свидетельствует о близости значений железистости роговых обманок из пород Анкаванского и Такарлинского интрузивов, что является еще одним фактом в доказательство общности их магматического очага, о чем отмечалось ранее, равно как и Мираского интрузива, относящихся к одной интрузивной формации. Вместе с тем, роговые обманки жильно-магматических пород диоритового ряда (малые интрузии), имеющих широкое распространение и среди интрузивов тоналитовой формации, несколько более магнезиальны, что также свидетельствует о самостоятельности их магматического очага.

Для диагностики исследованных амфиболов и рассмотрения колебаний их составов, на диаграммы (рис.22) нанесены точки, рассчитанные по формульным значениям катионов, согласно У.А.Диру (1965). Все они оказались сосредоточенными в поле составов роговых обманок с некоторым смещением в сторону паргасита-феррогаситита и чермакита, что вполне естественно при несколько повышенной глиноземистости исследованных амфиболов.

Как видно из анализов и диаграмм, амфибол из лейкократовых кварцевых диоритов (платиогранитная формация) стоит особняком, что

$$^X f' = \frac{FeO \cdot 100}{FeO + MgO} \text{ (атомн.%)}, \quad f'' = \frac{(FeO + Fe_2O_3) \cdot 100}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \text{ (атомн.%)}.$$

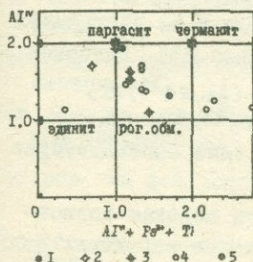
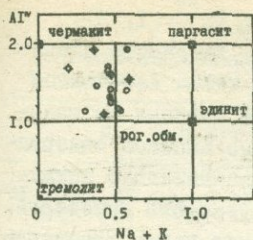


Рис. 22. Диаграммы колебаний химических составов амфиболов из пород различных магматических комплексов. Условные обозначения: амфибол из 1 - сланцев, 2 - лейкократовых кв. диоритов, 3 - габбро, 4 - гранодиоритов и тоналитов (нижнемеловой интрузивный комплекс), 5 - гранитоидов Базумского интрузива.

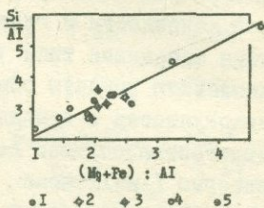
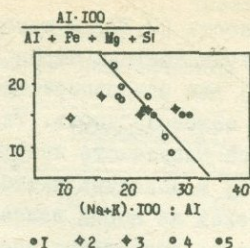


Рис. 23. Диаграммы относительной щелочности (А) и глиноземистости (Б) кальциевых амфиболов. Условные обозначения: 1 - сланец амфиболовый, 2 - лейкократовый кв. диорит, 3 - габбро, 4 - гранодиориты и тоналиты (нижнемеловой интрузивный комплекс), 5 - гранитоиды Базумского интрузива.

обусловлено его резко повышенной магниезностью (79%), и по составу довольно близок к серии паргасит-феррогастингсита, хотя и беден щелочами. Известно, что роговые обманки образуются в самых различных PT -условиях; так, паргаситы (богатые магнием) приурочены к метаморфизованным, загрязненным карбонатным веществом породам, а богатые железом разновидности обычны для кристаллических сланцев и гнейсов.

Для амфиболов из дотуронских габброидов характерно умеренное содержание щелочных катионов (0,43-0,59 формульные единицы) и средние значения Al^{IV} (1,10-1,60), а для амфиболов из габбро предверхнеэоценового интрузивного комплекса - несколько пони-

женная щелочность (0,37) и высокое содержание Al^{IV} (1,93).

В ряду гранитоидных пород (гранодиориты, кварцевые диориты, тоналиты) для разновозрастных интрузивов также намечается определенная закономерность. Так, для роговой обманки из кварцевых диоритов Базумского интрузива характерно высокое содержание Al^{IV} (1,91) и щелочных катионов, которые значительно снижаются в амфиболах из пород нижнемелового интрузивного комплекса.

Особенности изоморфных замещений, особенно четко прослеживаемые на диаграммах У.А.Дира, устанавливаются и на диаграммах относительной щелочности и глиноземистости (рис.23). Наиболее распространены замещения типа $(Mg, Fe^{2+})Si \rightleftharpoons (Al, Fe^{3+})Al$, дающие обыкновенную роговую обманку, и $(Mg, Fe^{2+})Si \rightleftharpoons NaAl_3$, которое в совокупности с замещением первого типа соответствует паргасит-феррогастингситовой серии.

Как известно (Hallimond, 1943), имеется широкая зависимость между составом амфиболов и их материнскими породами. Для промежуточных по составу глубинных пород характерны роговые обманки. Согласно исследованиям Нокколдса и Митчелла (Nockolds, Mitchell, 1948), роговые обманки из богатых амфиболами некоторых каледонских магматических пород (аппинитового типа) содержат больше алюминия по сравнению с роговыми обманками гранодиоритов, тоналитов и роговообманковых диоритов, что, в свою очередь, связывается с температурами кристаллизации, поскольку высокие температуры благоприятствуют замещению кремния на алюминий. Харри (Harry, 1950) приводит данные содержания алюминия в тетраэдрической и октаэдрической позициях и кремния в формуле роговой обманки из разных пород, с которыми сравнены количества, полученные по исследованным амфиболам (табл.15).

Как видно из таблицы, роговая обманка из лейкократовых кварцевых диоритов (эндоконтактная фация плагитогранитов) по составу и температуре кристаллизации стоит близко к породам аппинитового типа.

Представляет интерес сопоставление обобщенных по времени формирования и условиям кристаллизации габброидов и гранитоидов, которое свидетельствует о близости параметров для каждой "пары".

Таблица 15

Содержание кремния и алюминия
в кристаллохимической формуле роговых обманок

П о р о д а	Позиция Z		Позиция Y
	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}
Рог.обм. из пород аппинитового типа (I)	6,31	1,69	0,22
Рог.обм. из диоритов и трондзemitов (II)	6,79	1,21	0,11
Рог.обм. поздней стадии кристаллизации (III)	7,12	0,88	0,15
Рог.обм. из лейкократовых кварцевых диоритов	6,28	1,72	0,16
Рог.обм. из дотуронских габбро	<u>6,40-6,90</u>	<u>1,10-1,60</u>	<u>0,43-0,83</u>
	6,59	1,41	0,61
Рог.обм. из нижнемеловых гранитоидов	<u>6,30-6,85</u>	<u>1,15-1,70</u>	<u>0-1,75</u>
	6,57	1,43	0,77
Рог.обм. из среднеэоценовых габбро	6,07	1,93	0,37
Рог.обм. из предверхнеэоценовых гранитоидов	5,99	1,91	-

Примечание:

X I-III - данные по Харри (Harry, 1950);

XX в случае дроби в числителе даются пределы колебаний, а в знаменателе - среднее значение.

4. Моноклинные пироксены

Моноклинный пироксен пользуется широким развитием в породах габбровой формации и весьма ограниченным - в кварцевых диоритах тоналитовой формации.

В габброидах клинопироксен встречается, как правило, в виде реликтов крупных зерен, замещенных с краев амфиболом; количество их достигает 15%, редко более. Оптические свойства приведены в табл. 16.

В кварцевых диоритах клинопироксен отмечается спорадически в виде единичных сохранившихся реликтов в роговой обманке, которая развивалась по нему.

Таблица 16

Оптические свойства пироксенов из пород габбровой формации

№ обр.	Координаты			cNg	-2V	Ng-Np	Примечание
	Ng	Nm	Np				
Дусагхский интрузив							
3346	55,5	43	67,5	56	57	0,025	
3347	66,5	55,5	44	29	41	0,022	Клиноэнстатит (?)
1024	56	43	68	50	47	0,026	
1025	60	43,5	62	48	48		
Дамрикийский выход							
34II -							
ядро	61,5	43,5	60,5	44	55	0,027	Зональный кристалл
край	62	43	61	46	53		
34II	61,5	43,5	60,5	44	55		
34I7	57	43,5	65	52	50		
Сараланджский выход							
3460	60,5	43,5	61	46	46	0,027	
3467	65,5	43,5	57	37	38		

Химические составы моноклиновых пироксенов из пород Апаран-Анкаванского массива, а также сопоставляемых с ними близких по составу пород интрузивов Базумо-Памбакской области приведены в табл.17.

Как известно, моноклиновые пироксены представляют собой сложные системы с различными типами замещений. В их кристаллической структуре выделяются октаэдры двух родов - правильный - M_1 , соответствующий позиции Mg в диопсиде, и неправильный, несколько большей величины - M_2 , отвечающий позиции Ca в диопсиде (Белов, 1950; Morimoto и др., 1960). В многочисленных работах отмечается наличие микроскопического, субмикроскопического и субрентгеновского фазового распада $Mg-Fe^{2+}$ и $Ca-Mg-Fe^{2+}$ пироксенов в породах различного генезиса (Poldervaart, Hess, 1951; Купо, 1954; Pargas, 1958; Morimoto, 1956, 1958; Bown, Gay, 1959, 1960 и др.).

По приведенным химическим составам моноклиновых пироксенов рассчитаны их кристаллохимические формулы (табл.17) на основе

Таблица 17

Химические составы моноклинных пироксенов

Компоненты	1	2	3	4	5	6
	обр. 1024	обр. 1025	обр. "Ph"	обр. 122	обр. 134	обр. 247
SiO ₂	50,15	50,75	53,90	51,70	52,20	54,40
TiO ₂	1,30	сл.	0,35	1,43	сл.	сл.
Al ₂ O ₃	2,50	2,40	0,84	1,55	2,20	0,40
Fe ₂ O ₃	2,70	2,60	0,90	1,20	2,70	0,86
FeO	5,20	5,15	4,20	5,50	5,60	4,30
MnO	0,23	0,36	0,19	0,24	0,20	0,23
MgO	16,00	16,70	15,95	15,70	14,80	16,00
CaO	20,80	21,40	22,95	22,50	21,20	23,30
Na ₂ O	0,18	0,16	0,51	0,25	0,66	0,42
K ₂ O	0,42	сл.	0,08	0,32	0,04	0,06
Cr ₂ O ₃	0,62	0,65	0,30	0,33	0,30	0,34
V ₂ O ₅	0,029	0,018	0,030	0,020	0,036	0,028
Сумма	100,13	100,19	100,20	100,74	99,90	100,59
Ni	0,015	0,010	0,001	0,008	0,008	
Co	0,0025	0,0005	0,0009	0,0048	0,0023	
NaFe ³⁺ Si ₂ O ₆	1,0	1,0	3,0	2,0	5,0	3,0
CaFe ³⁺ AlSiO ₆	7,0	6,0	—	1,0	3,0	—
CaAlAlSiO ₆	2,0	2,5	2,0	3,0	3,0	1,0
CaMgSi ₂ O ₆	58,0	60,0	75,0	68,0	61,0	77,0
CaFe ²⁺ Si ₂ O ₆	16,0	16,0	13,0	17,0	17,0	13,0
(Mg,Fe) ₂ Si ₂ O ₆	15,5	16,0	6,0	9,0	10,5	5,0
Ca	42,3	42,5	46,6	45,7	44,0	46,9
Mg	45,4	46,0	45,1	44,1	42,9	44,8
Fe'	12,3	11,5	8,3	10,2	13,1	8,3
% Al в Z	5,0	5,5	1,0	2,5	3,5	0,5

Таблица I7 (продолжение)

Кристаллохимические формулы:

1. $(\text{Ca}_{0.83}\text{Mg}_{0.15}\text{Na}_{0.01}\text{K}_{0.02})_{1.01}(\text{Mg}_{0.74}\text{Fe}_{0.16}^{2+}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.08}^{3+}\text{Al}_{0.01})_{1.00}[(\text{Al}_{0.10}\text{Ti}_{0.03}\text{Si}_{1.87})_2\text{O}_6]$
2. $(\text{Ca}_{0.85}\text{Mg}_{0.16}\text{Na}_{0.01})_{1.02}(\text{Mg}_{0.76}\text{Fe}_{0.16}^{2+}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.07}^{3+})_{1.00}[(\text{Al}_{0.11}\text{Si}_{1.89})_2\text{O}_6]$
3. $(\text{Ca}_{0.90}\text{Mg}_{0.06}\text{Na}_{0.04})_{1.00}(\text{Mg}_{0.81}\text{Fe}_{0.13}^{2+}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.03}^{3+}\text{Al}_{0.02})_{1.00}[(\text{Al}_{0.02}\text{Ti}_{0.01}\text{Si}_{1.97})_2\text{O}_6]$
4. $(\text{Ca}_{0.89}\text{Mg}_{0.09}\text{Na}_{0.02})_{1.01}(\text{Mg}_{0.77}\text{Fe}_{0.17}^{2+}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.03}^{3+}\text{Al}_{0.02})_{1.00}[(\text{Al}_{0.05}\text{Ti}_{0.04}\text{Si}_{1.91})_2\text{O}_6]$
5. $(\text{Ca}_{0.84}\text{Mg}_{0.11}\text{Na}_{0.05})_{1.00}(\text{Mg}_{0.71}\text{Fe}_{0.17}^{2+}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.08}^{3+}\text{Al}_{0.03})_{1.00}[(\text{Al}_{0.07}\text{Si}_{1.93})_2\text{O}_6]$
6. $(\text{Ca}_{0.91}\text{Mg}_{0.05}\text{Na}_{0.03})_{0.99}(\text{Mg}_{0.82}\text{Fe}_{0.13}^{2+}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.03}^{3+}\text{Al}_{0.01})_{1.00}[(\text{Al}_{0.01}\text{Si}_{1.99})_2\text{O}_6]$

Места взятия образцов: I и 2 - Лусагхский интрузив, габбро; 3 - Такарлинский интрузив, кв.диорит; 4 - Лермонтовский интрузив, оливиновое габбро; 5 - Лермонтовский интрузив, мелкозернистое габбро; 6 - кв.диорит, эндоконтакт Базумского интрузива.

6 атомов кислорода по общей формуле Хесса (Hess, 1949) $W_{1-p}(X,Y)_{1+p}Z_2O_6$, где $W = Ca^{2+}, Na^{1+}$; $X = Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ni^{2+}$; $Y = Al^{3+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}, Ti^{4+}$; $Z = Si^{4+}, Al^{3+}$. И.В. Гинзбург (1964) относит весь Ti^{4+} в тетраэдрическую позицию, учитывая то обстоятельство, что с одной стороны нет фактов его нахождения в позиции M_I , а с другой - нехваткой в ряде случаев Al^{3+} для насыщения позиции Z до двух формульных единиц. Нами также весь Ti^{4+} включен в позицию Z .

На основании данных химического состава пироксенов произведен пересчет на миналы, с выделением ортопироксеновой фазы. Общим для них является повышенное содержание магния и ортопироксеновой составляющей. Поскольку под микроскопом распада на фазы не наблюдается, можно предположить наличие субрентгеновского распада. Анализ данных свидетельствует о повышенных содержаниях ортопироксеновой составляющей в пироксенах габброидов, причем она в минерале из дотуронских пород составляет 15,5-16%, а из эоценовых - 9-10,5% и пониженных содержаниях в гранитоидах - 5-6%.

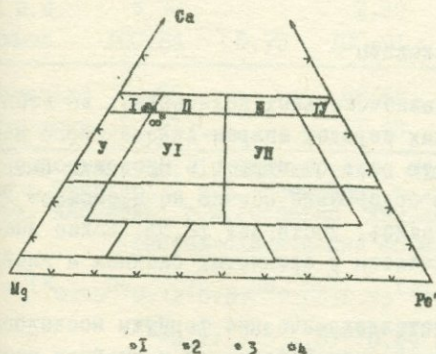


Рис.24. Диаграмма составов пироксенов (по Полдверварту и Хессу).

Условные обозначения:
I - габбро, Лусагяхский интрузив; 2 - кв.диорит, Такарлинский интрузив; 3 - габбро, Лермонтовский интрузив; 4 - кв. диорит, Базумский интрузив.

Поля развития: I - диопсида, II - салита, III - ферросалита, IV - геденбергита, V - эндиопсида, VI - авгита, VII - ферроавгита.

Аналогичная картина направления изменения содержаний наблюдается и в распределении Al^{3+} в позиции Z пироксена: так, в габброидах дотуронского возраста (Лусагяхский интрузив) он составляет 5-5,5%, в габброидах среднеэоценового возраста (Лермонтовский интрузив) - 2,5-3,5%, а в гранитоидах - 0,5-1,0%.

С целью классификации клинопироксенов точки, соответствующие составам исследованных образцов, были нанесены на диаграмму Полдерваарта и Хесса (Poldervaart, Hess, 1951), представляющую собой трехкомпонентную систему CaSiO_3 - MgSiO_3 - FeSiO_3 (рис. 24). Все точки располагаются в области, примыкающей к полям диопсида, салита и авгита, т.е. пироксены являются в основном кальциево-магниевыми с небольшим содержанием геденбергитовой составляющей ($\text{Fe}' = \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$).

Как известно (Дир и др., 1965), диопсид-салит является типичным минералом пород, образовавшихся за счет магмы базальтового состава, особенно при ее кристаллизации в гипабиссальных условиях, что хорошо согласуется с геологической позицией габброидных интрузивов.

Интересной особенностью распределения пироксенов в рассматриваемых интрузивных комплексах является то обстоятельство, что в более древнем комплексе - габброидах дотуронского возраста, встречается только моноклинный пироксен, в то время как в породах среднеэоценового возраста значительным развитием пользуется и ромбический пироксен (Багдасарян, Чибухчян, 1963). Подобная закономерность отмечается и в других регионах (Оптические и..., 1967).

5. Мусковиты

Мусковит встречается в незначительных количествах во всех кислых по составу магматических породах Апаран-Анкаванского массива, однако более существенную роль он играет в мусковитовых плагиогранитах, в которых его содержание обычно не превышает 7% и лишь изредка, резко увеличиваясь, достигает 12,5%. Более значительные количества его отмечаются в слюдистых сланцах и гнейсах.

Химические составы и кристаллохимические формулы исследованных мусковитов из пород плагиогранитной формации и гнейсов приведены в табл.18. Существенная нехватка катионов в группе X, которая должна быть близка к единице в кристаллохимической формуле минералов, с одной стороны, и значительные содержания гидроксильной группы - с другой, свидетельствуют о том, что минерал относится к гидромусковиту; по-видимому, в позиции X калий замещается оксонием (H_3O^+). Из формул также видно, что имеют место заме-

Таблица 18

Химические составы и кристаллохимические формулы мусковитов

Окислы	I. Обр. II63		2. Обр. I594		3. Обр. I596	
	вес. %	коэф. ат. катионов	вес. %	коэф. ат. катионов	вес. %	коэф. ат. катионов
SiO ₂	47,00	3,01	49,88	3,15	46,80	3,00
TiO ₂	0,17	0,01	0,35	0,02	—	—
Al ₂ O ₃	34,01	2,56	31,24	2,33	36,87	2,78
Fe ₂ O ₃	3,43	0,17	4,21	0,20	1,56	0,07
FeO	0,71	0,04	—	—	0,71	0,04
MnO	0,01	—	0,04	—	—	—
MgO	2,20	0,21	3,18	0,30	1,17	0,11
		6,00		6,00		6,00
CaO	1,20	0,08	1,26	0,08	1,20	0,08
Na ₂ O	0,90	0,12	0,60	0,08	0,60	0,08
K ₂ O	6,80	0,55	7,70	0,62	7,00	0,57
		0,75		0,78		0,73
H ₂ O	—		0,04			
P ₂ O ₅	0,05		0,04		0,04	
П. п. п.	4,36		2,37		4,50	
Сумма	100,84	6,75	100,91	6,78	100,45	6,73
Мусковит	82,09		88,57		87,69	
Парагонит	17,91		11,43		12,31	

Опись анализов: 1. Плагитогранит мусковитовый, тело к северу от с. Туджур; 2 и 3. Гнейсовая толща, отрог к югу от с. Лусатух. Аналитик: З. Ш. Гаспарян, хим. лаб. ИГиН АН Арм. ССР.

Кристаллохимические формулы:

- $$[(K_{0.55}Na_{0.12})_{0.67}Ca_{0.08}]_{0.75}(Al_{1.57}Ti_{0.01}Fe^{3+}_{0.17}Fe^{2+}_{0.04} \cdot Mg_{0.21})_2(Si_{3.01}Al_{0.99})_4(O_{9.60}OH_{0.40})_{10}(OH)_2$$
- $$[(K_{0.62}Na_{0.08})_{0.70}Ca_{0.08}]_{0.78}(Al_{1.48}Ti_{0.02}Fe^{3+}_{0.20}Mg_{0.30})_2 \cdot (Si_{3.15}Al_{0.85})_4(O_{9.73}OH_{0.27})_{10}(OH)_2$$
- $$[(K_{0.57}Na_{0.08})_{0.65}Ca_{0.08}]_{0.73}(Al_{1.78}Fe^{3+}_{0.07}Fe^{2+}_{0.04}Mg_{0.11})_2 \cdot (Si_{3.00}Al_{1.00})_4(O_{9.66}OH_{0.34})_{10}(OH)_2$$

щения, характерные для фенгита (увеличение содержания кремния в тетраэдрической позиции, сопровождаемое замещением октаэдрического алюминия магнием и железом).

Как видно из табл.18, количество парагонитовой составляющей, находящееся в мусковитах из гнейсов в пределах 11,4–12,4%, значительно увеличивается в мусковите из плагиогранита, достигая 17,9%.

Мусковит был использован для решения вопросов термометрии. Результаты рентгеновского анализа некоторых мусковитов по выявлению зависимости их железистости от содержания в них Na и K и температуры образования по данным измерения d_{060} и d_{0010} (Котов и др., 1969) приведены в табл.19 и нанесены на диаграмму (рис.25).

Железистость исследованных мусковитов колеблется в пределах 0,33–0,6 и, видимо, этим объясняется расхождение результа-

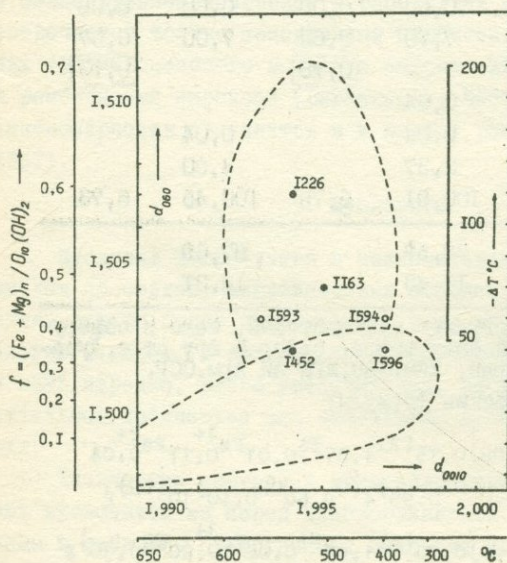


Рис.25. Зависимость железистости мусковитов от содержания в них натрия, калия и температуры образования по данным измерения d_{060} и d_{0010} (по Н.В.Котову и др., 1969).

тов, полученных по диаграмме Х.С.Иодера (1965), отражающих зависимость d_{0010} мало железистых мусковитов от содержания в них парагонитовой составляющей и температуры (рис.26).

На основании данных химического состава мусковитов и расчи-

Таблица 19

Результаты рентгеновского анализа мусковитов

№ обр.	Наименование породы	d_{0010}	d_{060}
I593	Гнейс, отрог к югу от с.Дусагях	I,993	I,503
I594	"	I,997	I,503
I596	"	I,997	I,502
I226	Плагиигранит, р-н с.Анкаван	I,994	I,507
I452	Плагиигранит, р-н с.Меликгях	I,994	I,502
II63	Плагиигранит, к северу от с.Ттуджур	I,995	I,504

Примечание. Рентгенограммы сняты на дифрактометре ДРОН-2; расчеты Э.Х.Хуршудян (лаб.ИГН АН АрмССР) по двум снимкам.

температурных содержаний парагонитовой составляющей определены температуры кристаллизации мусковитов по диаграммам Ламберта (Lambert, 1959) и Эйгстера и Иодера (Eigater, Yoder, 1955), которые дают близкие результаты (рис.27 и 28). Из этих же диаграмм видно, что точки мусковитов из гнейсов расположены кучно и соответствуют температурному интервалу 480-510°C.

В целях термометрии были использованы также равновесные плагиоклаз-мусковитовые ассоциации (Иодер, 1965), данные по которым приведены в табл.20 и нанесены на диаграмму (рис.29).

Таблица 20

Составы сосуществующих мусковитов и плагиоклазов

№ обр.	П а р а г о н и т		П л а г и о к л а з		К	T°
	мол.% парагонита	мол.% Na ₂ O	№ Пл.	мол.% Na ₂ O		
I593	I2,4	0,93	I2	II,8	0,078	460
I594	IO,7	0,80	IO	II,5	0,070	440
I596	II,9	0,89	7.	II,9	0,074	450
II63	I7,3	I,30	22	IO,0	0,130	575

Данные термометрии, полученные разными методами, для сопоставления сведены в табл.21.

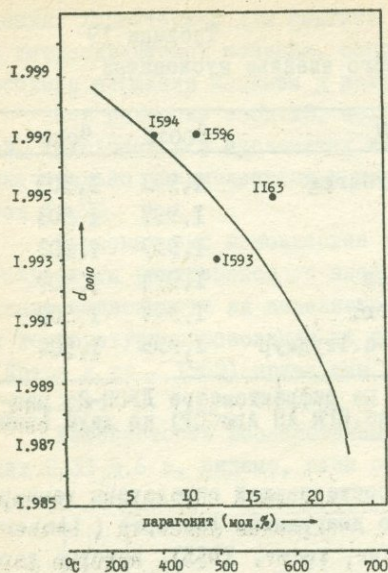


Рис.26. Зависимость d_{0010} мало-железистых мусковитов от содержания в них парагонитовой составляющей и T° по Х.Иодеру (1965).

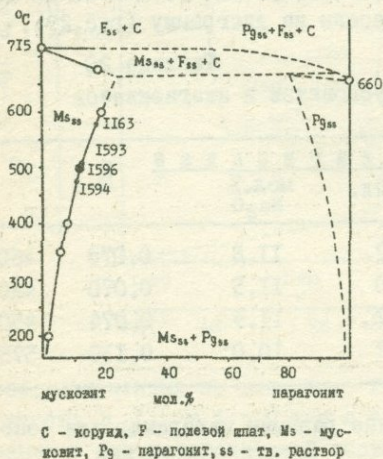


Рис.28. Фазовая диаграмма суб-соллидусной области системы мусковит - парагонит (по Эй-стеру и Иодеру, 1955).

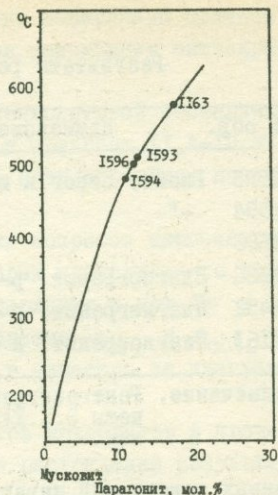


Рис.27. Содержание парагонитовой составляющей в мусковитах из метаморфических пород различной ступени метаморфизма (Ламберт, 1959).

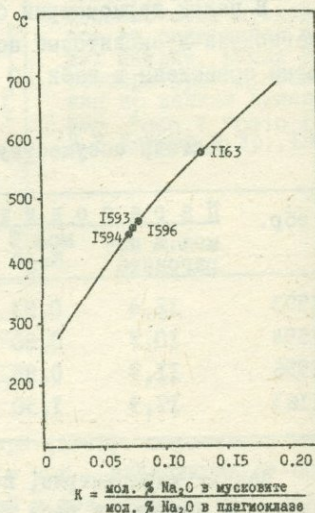


Рис.29. Содержание Na_2O в сосуществующих мусковитах и плагиоклазах в зависимости от температуры образования (по Иодеру, 1965).

Таблица 21

Температуры кристаллизации мусковитов

№ обр.	Состав мусковита (вес.%)		Содержание парагонита в мусковите (в мол.%)	Температура кристаллизации, °C			
	K ₂ O	Na ₂ O		по Иодеру (1965)	по Эйгстеру и Иодеру (1955)	по Ламберту (1959)	по Котлову и др. (1969)
I593	6,80	0,63	12,4	460	505	510	500
I594	7,70	0,60	10,7	440-450	475-495	480-500	340
I596	7,00	0,60	11,9	450	500	500	400
II63	6,80	0,90	17,3	575	580	580	435
I226	-	-	-	-	-	-	405
I452	-	-	-	-	-	-	525

Большой разброс результатов определения температур мусковитов по рентгеновским исследованиям вынудил исключить их из дальнейшего рассмотрения, хотя в целом можно констатировать относительно низкие температуры кристаллизации анализированных мусковитов.

Таким образом, анализ полученных данных свидетельствует о том, что температуры формирования пород метаморфической толщи (средние значения интервалов 450-500°C) соответствуют условиям амфиболитовой фации, а для плагиогранитов (580°C) - условиям амфиболитовой фации и переходу к слабой мигматизации, что хорошо согласуется с существующими представлениями о фации метаморфизма нижней серии кристаллического фундамента (Агамаян, 1970).

6. Биотиты

Железо-магnezияльные слюды из группы биотита в породах рассматриваемых формаций пользуются далеко не равнозначным развитием. В породах плагиогранитной формации биотит встречается спорадически в отдельных разностях, не пользующихся широким развитием слюдистых плагиогранитов, изредка достигая 5% объема породы.

Более широким и повсеместным развитием пользуется биотит в гранитогнейсах, хотя и здесь максимальные содержания не превышают 6% объема породы. Наиболее распространен биотит в породах тоналитовой формации, в которых его содержание в среднем состави-

Таблица 22

Химические составы и кристаллохимические формулы биотитов

ОКИСЛИ	1.Обр. 1246		2.Обр. 1213		3.Обр. 1224	
	вес. %	коэф. ат. КАТИОНОВ	вес. %	коэф. ат. КАТИОНОВ	вес. %	коэф. ат. КАТИОНОВ
SiO ₂	34,15	2,64	37,12	2,88	37,04	2,77
TiO ₂	4,37	0,25	3,52	0,20	3,90	0,22
Al ₂ O ₃	15,73	1,43	13,84	1,26	15,75	1,39
Fe ₂ O ₃	4,41	0,26	7,36	0,43	3,43	0,19
FeO	13,63	0,88	11,49	0,74	11,90	0,74
MnO	0,40	0,03	0,62	0,04	0,22	0,01
MgO	13,14	1,51	12,60	1,45	15,13	1,68
		7,00		7,00		7,00
CaO	5,53	0,46	7,14	0,59	3,64	0,29
Na ₂ O	0,30	0,05	0,33	0,05	0,33	0,04
K ₂ O	4,80	0,47	4,40	0,45	6,50	0,62
		0,98		1,08		0,95
H ₂ O	0,16		0,06		0,08	
P ₂ O ₅	0,23		0,55		0,26	
П.п.п.	2,97		1,44		1,08	
Сумма	99,82	7,98	100,47	8,08	99,26	7,95
ФЛОГОПИТ		52,26		42,91		43,84
АННИТ		30,67		21,00		18,95
ИСТОНИТ		10,98		23,20		25,58
СИДЕРОФИЛЛИТ		6,09		12,89		11,63
Mg: Fe		1,73		1,96		2,27

ОПИСЬ АНАЛИЗОВ: 1. Тоналит, Миракский интрузив; 2. Гранодиорит, Анкаванский интрузив; 3. Дайка гранодиорит-порфира, р-н с. Анкаван. АНАЛИТИКИ: С.Г. Чаталян (1), Э.Ш. Гаспарян (2,3); ХИМ. ЛАБ. ИГН АН Арм. ССР.

1. $[(K_{0.47}Na_{0.05})_{0.52}Ca_{0.46}]_{0.98}(Mg_{1.51}Mn_{0.03}Fe^{2+}_{0.88}Fe^{3+}_{0.26} \cdot Ti_{0.25}Al_{0.07})_3(Si_{2.64}Al_{1.36})_4O_{10}(O_{0.91}OH_{1.09})_2$
2. $[(K_{0.44}Na_{0.05})_{0.49}Ca_{0.59}]_{1.08}(Mg_{1.45}Mn_{0.04}Fe^{2+}_{0.74}Fe^{3+}_{0.43} \cdot Ti_{0.20}Al_{0.14})_3(Si_{2.88}Al_{1.12})_4O_{10}(O_{1.52}OH_{0.48})_2$
3. $[(K_{0.62}Na_{0.04})_{0.66}Ca_{0.29}]_{0.95}(Mg_{1.68}Mn_{0.01}Fe^{2+}_{0.74}Fe^{3+}_{0.19} \cdot Ti_{0.22}Al_{0.16})_3(Si_{2.77}Al_{1.23})_4O_{10}(O_{0.80}OH_{1.20})_2$

ет 10–11% объема породы и он нередко становится доминирующим среди фемических минералов. Значительные количества биотита отмечаются и в дайках гранит- и гранодиорит-порфиров.

При изучении биотитов основное внимание было уделено особенностям химизма, данные по которым приведены в табл.22 ^х.

Для прослеживания серии флогопита-биотита важно соотношение $Mg:Fe$, которое при значениях, равных 2, является условной границей их раздела. Кроме того, биотиты рассчитаны также на

конечные члены этой серии: флогопит, аннит, истонит и сидерофиллит. Результаты пересчетов (табл.22) нанесены на диаграмму (рис.30), где выделены поля составов слюд серии флогопит-биотита (Дир и др., 1966). Слюды из пород тоналитовой формации попадают в поле биотита близ границы раздела флогопитов и биотитов, а слюда из дайки гранодиорит-порфира, будучи близка по составу с биотитом из гранодиорита Анкаванского интрузива, попадает уже в поле флогопита. Конечно, такое разделение весьма условно, учитывая близость составов всех проанализированных слюд, и поэтому отметим довольно

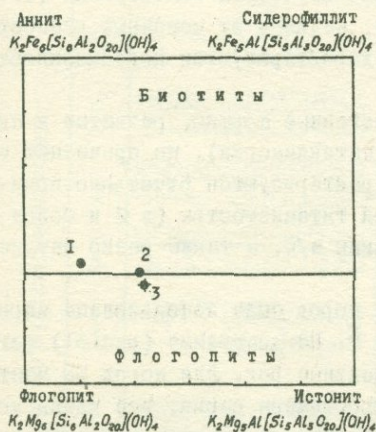


Рис.30. Поля составов слюд серии флогопита-биотита (граница между биотитом и флогопитом условная и проведена у значения $Mg:Fe=2:1$). 1 – обр.1246, 2 – обр.1213, 3 – обр.1224.

высокую в целом магnezиальность исследованных биотитов, сближающую их с флогопитами ($Mg:Fe = 1,73-2,27$).

Таким образом, рассмотренные биотиты относятся к промежуточному типу в ряду истонит-сидерофиллит → флогопит-аннит при довольно высокой их титанистости, колеблющейся в пределах 0,2–0,25 формульной единицы и увеличивающейся при уменьшении глиноземистости. Кроме того намечается увеличение щелочности слюд от пород тоналитовой формации (0,44–0,52 форм.ед.) к более молодым дайкам гранодиорит-порфиров (0,66 форм.ед.).

^х Расчет кристаллохимической формулы по Борнеман-Старынкевич (1964).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

1. Петрохимия вулканогенных пород

Как уже отмечалось ранее, вулканогенные породы в районе исследований представлены вариолитами, спилитизированными базальтами, диабазами и др., которые по своим структурным, минеральным особенностям значительно отличаются от вулканитов СЗ части Цахкуняцкого антиклинория, детально изученных Р.А.Хоренян (1975, 1982) и по данным которой все они, начиная от основных разностей (кварцевые толеитовые базальты), характеризуются пересыщенностью кремнеземом.

Как видно из табл.23, вулканогенные породы, развитые в поясе Меликгюх-Чкнах (центр.часть антиклинория), по сравнению с таковыми СЗ части антиклинория характеризуются отчетливо пониженной кремнекислотностью, высокой титанистостью (в 2 и более раза) и большими значениями величины a/s , а также резко натриевым характером щелочности.

Для петрохимического анализа пород была использована вариационная диаграмма Торнтон-Таттла ^х. На диаграмме (рис.31) фигуративные точки распадаются на отдельные рои. Для пород СЗ части Цахкуняцкого антиклинория четко прослежена серия, все члены которой, начиная от основных разностей (кварцевые толеитовые базальты), располагаются в поле пересыщенных кремнеземом составов. Для вулканогенных пород центральной части антиклинория наблюдается иная картина - все фигуративные точки, отражающие их состав, располагаются в поле недосыщенных составов, чем и обусловлено появление нормативного оливина в основных разностях этой серии (оливиновые базальты).

Составы базальтоидных пород обеих серий Цахкуняцкого антиклинория были сопоставлены и на тройной диаграмме, предложенной А.А.Маракушевым (1975), на которой выделены поля для базальтоидов различного типа. На этой диаграмме (рис.32) базальтоиды СЗ части Цахкуняцкого антиклинория располагаются в поле первичных раннегеосинклинальных толеитовых базальтов и по своим особенно-

^х Здесь и далее для построения диаграммы использовались нормативные составы пород, рассчитанные по методу американских петрографов (CIPW).

Таблица 23

Химические составы вулканогенных пород

№ № п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	П.п.п.	Сумма
I.	50,81	0,35	16,45	3,08	7,77	0,14	6,86	II, II	1,81	0,70	0,05		0,18		I,20	100,51
2.	51,92	0,29	17,84	4,39	5,22	0,23	5,25	9,20	2,41	1,20	0,07		0,81		I,86	100,69
3.	56,73	0,20	16,16	3,57	5,37	0,20	4,83	8,26	2,92	1,23	0,08		0,07		0,69	100,31
4.	58,30	0,76	16,57	5,23	3,82	0,18	2,51	9,35	1,75	0,80	0,26		0,03		I,10	100,66
5.	69,20	0,15	14,08	0,20	9,92	0,07	0,50	3,21	1,50	1,75	0,07		0,16			100,81
6.	47,95	1,70	14,65	3,24	7,82	0,18	7,56	10,62	2,94	0,50	0,28	2,05	0,26			99,75
7.	49,39	1,54	18,48	1,65	8,53	0,14	7,46	2,93	2,64	2,79	0,34	3,49	0,20			99,63
8.	48,26	1,28	14,68	3,11	4,53	0,11	8,80	II,67	3,31	0,35	0,05	3,24	0,34			99,73
9.	49,77	2,80	10,69	4,76	10,62	0,16	6,88	9,52	4,00	0,15	0,25		0,05		0,12	99,77
10.	44,46	0,97	17,01	4,01	9,65	0,22	8,55	II,62	2,30	0,46	н/обн.		н/обн.		0,20	99,45
II.	46,94	0,71	19,54	5,09	6,81	н/обн.	7,16	8,40	3,10	0,46	0,05		0,10	0,57	2,18	100,11
II.	72,35	0,26	14,70	1,01	1,40	0,04	0,70	3,00	4,30	1,40	0,04		0,05		1,35	100,30

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

№ № п/п	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	c	t	Q	a/c
I.	5,0	8,8	27,1	59,1	-	37,9	43,6	18,5	80,1	9,7	0,6	- 0,6	0,6
2.	7,4	8,8	21,7	62,1	-	43,2	43,2	13,6	75,0	18,5	0,5	+ 0,6	0,8
3.	8,2	6,8	20,0	65,0	-	42,5	41,1	16,4	78,3	15,8	0,3	+ 6,8	1,2
4.	5,3	9,0	15,9	69,8	-	54,0	27,7	18,3	75,7	29,5	1,0	+20,0	0,6
5.	5,6	3,8	15,0	75,6	33,2	61,6	5,2	-	55,8	0,9	0,2	+36,2	1,5
6.	7,2	6,3	30,1	56,4	-	34,8	43,0	22,2	90,4	9,2	2,6	- 7,9	1,15
7.	10,3	3,8	26,8	59,1	14,1	37,4	48,5	-	58,9	5,8	2,3	- 6,2	2,7
8.	7,8	5,9	30,2	56,1	-	23,1	49,45	27,45	93,0	8,0	1,95	- 9,3	1,3
9.	8,7	2,4	33,1	55,8	-	41,0	33,4	25,6	97,0	11,7	4,05	- 8,2	3,6
10.	5,8	8,7	33,4	52,1	-	39,0	44,0	17,0	88,1	10,4	1,7	-16,1	0,7
II.	7,9	9,8	25,3	57,0	-	45,3	50,7	4,0	91,0	18,2	1,1	-11,6	0,8
II.	11,3	3,6	4,0	81,1	20,0	51,7	28,3	-	82,1	20,0	0,3	+36,0	3,1

X Аналитики: Ж.П.Меликян (10, II), Э.Ш.Гаспарян (9), Э.Г.Еганян (II').

Опись анализов

Вулканогенные породы СЗ части Цахкуняцкого антиклинория
(по Хоренян, 1982):

1. Базальтовый порфирит, среднее из 8 анализов
2. Андезито-базальтовый порфирит, среднее из 6 анализов
3. Андезитовый порфирит, среднее из 3 анализов
4. Андезито-дацитовый порфирит, среднее из 2 анализов
5. Дацитовый порфир

Вулканогенные породы Цахкуняцкого антиклинория
(по Белову и Соколову, 1973):

6. Основные лавы апаранской серии, среднее из 16 анализов
7. Диабаз измененный, низы апаранской толщи
8. Дайка диабаз

Вулканогенные породы (апаранская свита) центр. части
Цахкуняцкого антиклинория (9-II):

9. Вариолит-афанит (колл.З.О.Чибухчяна)
10. Вариолит-афанит (колл.З.О.Чибухчяна)
- II. Базальтовый порфирит (колл.З.О.Чибухчяна)
- II'. Кв.кератофир (колл.З.О.Чибухчяна)

стям соответствуют им. Базальтоиды другой серии (апаранская свита), располагаясь в том же поле, отличаются от первых пониженной кремнекислотностью, повышенным содержанием титана и по своим петрохимическим особенностям стоят ближе к щелочной серии (оливиновым базальтам). Последняя, как известно, "... в отличие от раннегеосинклинальных базальтов отвечает завершающим этапам магматических циклов и структурам земной коры с далеко зашедшей стабилизацией" (Маракушев, 1975, стр.156).

С целью характеристики пород была использована также диаграмма связи "общая щелочность - кремнекислотность" по выделению петрохимических групп, распределенных по рядам щелочности (Маракушев, 1973), на которой очерчиваются два поля распределения точек пород, соответствующих выделенным сериям (рис.33). Вулканогенные образования апаранской свиты обладают несколько повышенной щелочностью и точки пород располагаются близ границы раздела щелочноземельного ряда пород от таковых с повышенной щелочностью, охватывая петрохимические группы "базальт-щелочной базальт". Вулканогенные же образования другой серии, согласно этой систематике, относятся к щелочноземельному ряду, включая группы пород "базальт - андезито-базальт - андезит - андезито-дацит".

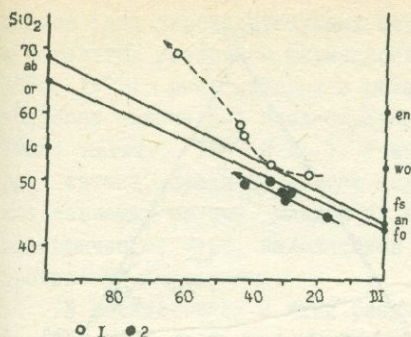


Рис.31. Диаграмма Торнтон-Таттла для вулканогенных пород.

Условные обозначения: I - вулканогенные породы СЗ части Цахкуняцкого антиклинория; 2 - вулканогенные породы центральной части Цахкуняцкого антиклинория.

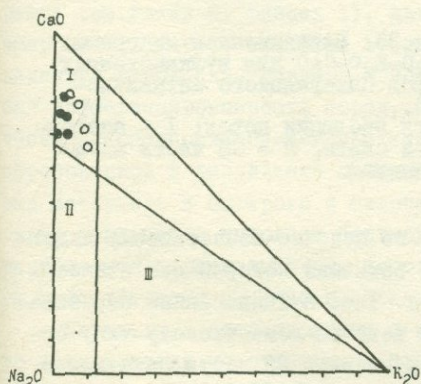


Рис.32. Диаграмма $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ для базальтоидов (по А.А.Маракушеву, 1975).

Поля: I - первичные ранне-геосинклинальные толеитовые базальты, II - спилиты, III - натровые щелочные базальты.

Условные обозначения те же, что и на рис.31.

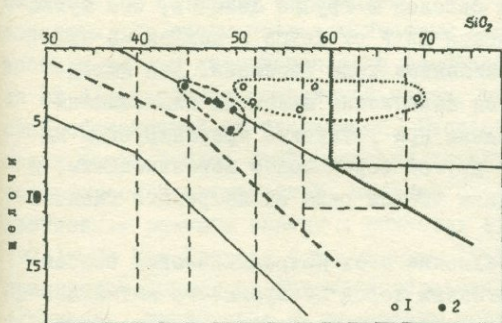


Рис.33. Петрохимическая диаграмма "общая щелочность-кремнекислотность" (по Маракушеву, 1973) для вулканогенных пород Цахкуняцкого антиклинория. Условные обозначения: I - породы СЗ части антиклинория, 2 - породы центральной части антиклинория (апаранская свита).

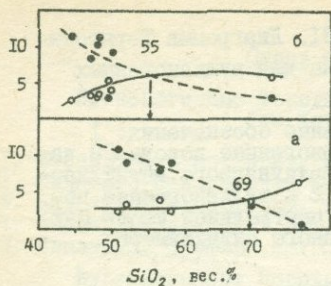


Рис. 34. Вариационная диаграмма для CaO (пунктирная линия) и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (сплошная линия) для вулканогенных пород. Условные обозначения: вулканогенные серии а) СЗ части Цахкуняцкого антиклинория, б) центр. части Цахкуняцкого антиклинория (апаранская свита).

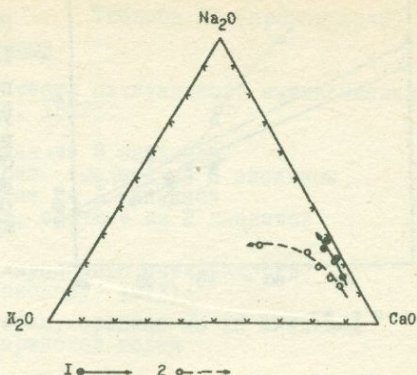


Рис. 35. Вариационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ для вулканогенных пород Цахкуняцкого антиклинория. Пути эволюции пород: I — апаранской свиты, 2 — СЗ части антиклинория.

Обе серии четко разделяются по щелочно-известковому индексу Пикко (рис. 34), на основании величины которой они отнесены к различным петрохимическим типам. Так, вулканогенные образования апаранской свиты относятся к щелочно-известковому типу пород (индекс Пикко равен 55), а вулканы СЗ части Цахкуняцкого антиклинория — к известковому типу (индекс Пикко равен 69).

На вариационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (рис. 35), отражающей изменение соотношений окислов в группе щелочей, обе вулканогенные серии ясно отличаются друг от друга и каждая из них характеризуется своим направлением хода эволюции. Для пород апаранской свиты наблюдается накопление щелочных алюмосиликатов от ранних членов к поздним при устойчиво преобладающем их натровом уклоне. Породы же другой серии более известковисты, а характер щелочности к поздним членам ряда от натрового сменяется калиевым.

Таким образом, сопоставление всех петрохимических особенностей обеих серий вулканогенных пород Цахкуняцкого антиклинория свидетельствует о разных условиях проявления сильно разорванного во времени базальтоидного магматизма.

Полученные данные находятся в полном соответствии с пове-

дением ряда породообразующих элементов (титан, калий и фосфор) в базальтах различной формационной принадлежности (Румянцова, 1974, 1979), роль которых в решении важнейших петрологических вопросов отмечалась неоднократно (Грин, Рингвуд, 1968; Gast, 1968; Harris, 1967 и др.). Учитывая четкую диагностическую роль титана, среди базальтов выделены низко-, умеренно- и высокотитанистые группы, каждая из которых характеризуется рядом специфических черт, находящихся в прямой зависимости от условий проявления магматизма.

В соответствии с этим разделением вулканогенные породы апаранской свиты относятся к умереннотитанистой группе ($\text{TiO}_2 = 1-2\%$, при среднем $1,5-1,8\%$; $\text{K}_2\text{O} \leq 1\%$, $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,1-0,2\%$). Как указывалось ранее (см. главу II, раздел I), для базальтов свойственно наличие афировых структур, офитовые взаимоотношения плагиоклаза и моноклинного пироксена, поздняя кристаллизация рудного минерала. Слабая дифференцированность пород, их петрографические и петрохимические особенности свидетельствуют о том, что эти базальтоиды образовались в результате одновременного плавления большого объема материала и быстрого и безостановочного подъема магматического расплава в условиях большой проницаемости, обусловленной растяжением и раскалыванием жесткой коры; быстрый же подъем магмы препятствовал ее взаимодействию с окружающими породами.

Базальты и ассоциирующие с ними породы СЗ части Цахкуняцко-го антиклинория по отмеченным признакам относятся к низкотитанистой группе ($\text{TiO}_2 < 1\%$; K_2O - переменный, до 5% в поздних дифференциатах; P_2O_5 - до $0,4-0,6$). Эти базальты, как и аналогичные образования на Урале (Румянцова, 1979), относятся к кварцевым толеитам. По своим петрографическим (резко выраженная порфирированность и др.) и петрохимическим особенностям они резко отличаются от базальтоидов апаранской свиты, что обусловлено геологической обстановкой их проявления. Геологическая обстановка проявления базальтоидов этой формации характеризуется более высокой тектонической активностью, меньшей проницаемостью коры и преимущественным режимом сжатия в областях их развития (Румянцова, 1974). По Мак-Грегору (Mac Gregor, 1969) при подобных условиях происходит подъем уровня магмообразования и увеличение масштабов плавления, приводящее к уменьшению содержания TiO_2 в расплавах, а медленный подъем магмы, о чем свидетельствует наличие большого количества порфировых выделений, способствовал усвоению ею лег-

коплавких компонентов коры и их накоплению в конечных дифференциатах.

2. Петрохимия плагиогранитного комплекса

Фигуративные точки пород плагиогранитной формации Цахкуняцкого антиклинория на петрохимической диаграмме А.Н.Заварицкого (рис.36), построенной на основании 23 химических анализов главных разновидностей (табл.24), сконцентрированы в определенных полях, отражая их положение в массивах, в сложении которых они принимают участие. В первую очередь это относится к породам эндоконтактовой фации.

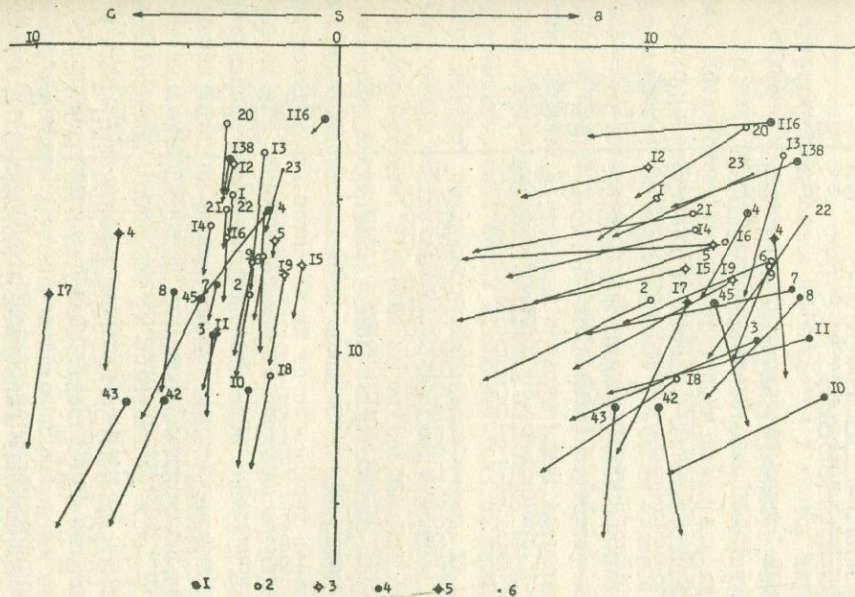
В отличие от среднеюрских плагиогранитов Сомхето-Карабахской геотектонической зоны для пород рассматриваемого комплекса характерна сильная глиноземистость, заметно повышенная в слюдистых плагиогранитах, несколько пониженная кремнекислотность, резко опускающаяся в кварцевых олигоклазитах и породах эндоконтактовой фации — лейкократовых кварцевых диоритах, и несколько пониженная щелочно-известковистость.

Содержание кремнезема, наибольшее в слюдистых плагиогранитах, достигает 75,88% и понижается до 58,92% в лейкократовых кварцевых диоритах, что находит свое отражение в величине параметра Q , который для плагиогранитов колеблется в довольно широком интервале значений 21,0–38,1, но среднее (из 8), равное 27,8, превышает таковое для трондземитов — 21,8 и достигает величины 34,4 в слюдистых разновидностях (пределы значений 27,6–41,3).

Сильная глиноземистость пород плагиогранитной формации отмечается не только у собственно плагиогранитов (в слюдистых плагиогранитах она почти в 1,5 раза выше, чем в трондземитах), но и у лейкократовых кварцевых диоритов эндоконтактовой фации, что не характерно для нормальных кварцевых диоритов, обладающих известковистым уклоном.

Как видно из петрохимической диаграммы (рис.36), поле развития собственно плагиогранитов охватывает и поле их слюдистых разновидностей, а также лейкократовых кварцевых диоритов, что указывает на устойчивое содержание в них щелочей.

Кварцевые олигоклазиты, которые являются своеобразными образованиями, по-видимому, метасоматического генезиса, по сравнению с плагиогранитами обладают несколько повышенной щелочностью и известковистостью, но заметно пониженной кремнекислотностью, что в



Номера фигуративных точек соответствуют номерам в табл.24.
Условные обозначения: 1 - средние составы пород по Р.Дэли, 2 - плагиограниты, 3 - плагиограниты слюдяные, 4 - кв. олигоклазиты, 5 - лейкократовые кв. диориты, 6 - жильные породы.

Рис.36. Петрохимическая диаграмма А.Н.Заварицкого для пород плагиогранитной формации Апарай-Анкаванского массива

Таблица 24

Химические составы пород плаггиогранитной формации

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
1.	73,00	0,13	14,00	2,29	1,56	0,01	0,44	2,90	4,40	0,70	н/обн.		1,40	100,83
2.	72,45	0,17	16,06	1,12	0,70	0,01	1,36	2,49	4,30	0,85		0,04	1,16	100,71
3.	65,05	0,23	31,24	0,42	0,84	сл.	1,54	3,40	6,10	0,50	н/обн.		0,70	100,02
4.	61,15	0,15	20,70	1,13	2,15	0,02	1,61	5,95	5,70	0,80		0,09	0,92	100,41
5.	73,36	н/обн.	17,00	0,55	0,35	н/обн.	0,23	1,80	5,30	0,85	0,04	0,07	0,76	100,31
6.	68,96	0,08	17,28	1,79	0,71	0,01	0,92	2,10	5,70	1,40	0,06	0,10	1,02	100,13
7.	65,14	сл.	21,22	1,63	н/обн.	0,01	0,69	3,30	5,70	1,70	0,04	0,13	1,03	100,59
8.	61,30	0,16	20,75	1,15	2,01	0,02	1,53	4,31	6,00	1,10	0,16	0,16	1,38	100,03
9.	68,54	н/обн.	15,66	2,99	1,72	сл.	1,34	2,34	5,60	1,50	0,09	0,01	0,91	100,70
10.	63,23	н/обн.	21,05	0,98	2,01	0,02	1,77	2,38	6,70	1,20	0,06	0,06	1,34	100,80
11.	63,41	н/обн.	22,40	0,11	1,43	сл.	1,05	3,29	6,00	1,70	0,06	0,03	1,10	100,58
12.	74,60	0,03	14,26	1,43	0,84	0,01	0,27	2,90	4,00	1,00	0,04		0,20	99,58
13.	71,87	0,16	15,26	0,15	1,43	0,04	0,96	2,10	6,20	0,80	0,04		0,99	100,00
14.	69,75	0,23	17,94	0,76	0,71	0,01	0,55	3,50	4,70	1,00	0,18		0,32	99,65
15.	75,88	0,06	15,34	0,55	0,13	0,05	0,80	0,98	4,80	1,20	н/обн.		0,60	100,39
16.	69,99	0,23	18,58	0,25	0,84	0,04	0,80	3,15	5,60	0,60	н/обн.		0,84	100,92
17.	58,92	0,16	22,85	1,60	0,84	0,07	2,30	7,40	4,40	0,80	н/обн.		0,44	99,78
18.	70,00	0,25	15,82	1,21	2,20	0,02	2,04	1,90	4,50	1,20	0,18	0,07	1,28	100,67
19.	71,71	сл.	16,00	1,25	0,35	сл.	1,42	1,54	5,40	1,20	0,04	0,08	0,72	99,71
20.	71,94	0,12	16,39	0,83	0,43	0,02	0,38	3,07	5,82	0,50		0,18	0,43	100,11
21.	71,54	0,08	17,37	0,35	0,46	0,03	0,46	3,09	5,06	0,54		0,22	0,87	100,07
22.	70,29	0,06	17,07	0,28	1,12	0,04	1,56	2,10	7,10	0,20	н/обн.		0,62	100,44
23.	74,30	0,19	15,08	1,07	0,56	сл.	0,54	1,70	5,10	2,10	н/обн.		0,20	100,84

Аналитики: Г.М.Джрбашян (1,3,12,14-17,22,23), С.Г.Чаталян (2,18), З.Ш.Гаспарян (4-11,19), М.М. Языджиан (13), Б.М.Френкель (20), Р.П.Ильницкий (21).

Авторы: 1-19,22,23 - колл.З.О.Чибухчяна, 20,21 - Хим.составы ... (1962)

Таблица 24 (продолжение)

Опись анализов. Восточно-Лусагяхский массив: 1, 2 - плагиогранит, 3 - кв. олигоклазит, 4 - лейкократовый кв. диорит; Ходжадзорский массив: 5 - плагиогранит слюдистый, 6 - плагиогранит, 7, 8 - кв. олигоклазит; Адамадзорский массив: 9 - плагиогранит, 10, 11 - кв. олигоклазит; мелкие тела в р-не с. Анкаван: 12 - плагиогранит слюдистый, 13 - плагиогранит; Чкнахский массив: 14 - плагиогранит; выход в 1,5 км к С от с. Туджур: 15 - плагиогранит слюдистый, 16 - плагиогранит; 17 - лейкокр. кв. диорит (водораздел); мелкие выходы в 3,5 км к СВ от с. Меликгях: 18 - плагиогранит, 19 - плагиогранит слюдистый; мелкие тела Цахкуняцкого хребта: 20, 21 - плагиогранит; 22 - плагиопегматит, Чкнахский массив; 23 - плагиопегматит, в 1,5 км к С от с. Туджур.

минералогическом плане проявляется в кислом характере плагиоклаза (олигоклаз) и заметно низком содержании кварца в породе.

На диаграмме Торнтон-Таттла (рис. 37) точки, соответствующие определенным минералогическим разновидностям, распределяются кучно, с небольшим разбросом, что характеризует условия их формирования. Наиболее высокие значения индекса дифференциации и содержания кремнезема свойственны слюдистым плагиогранитам, которые уменьшаются от плагиогранитов в сторону кварцевых олигоклазитов, с одной стороны, и лейкократовых кварцевых диоритов - с другой. Как известно, диаграмма Торнтон-Таттла четко фиксирует дифференцированные серии и, следовательно, наиболее крайние ее члены, являясь поздними отщеплениями магмы, должны характеризоваться более кислым составом, а также большими значениями индекса дифференциации. В данном же случае жильные отщепления, представленные пегматитами, обнаруживают тесную сопряженность с породами самих массивов, точки которых на диаграмме располагаются в непосредственной близости от точек средних составов пород, отличаясь от них лишь незначительно большими значениями индекса дифференциации. Наиболее примечательным является факт сопряженности отличных друг от друга пегматитов с соответствующими породами массивов плагиогранитов: плагиопегматит тесно ассоциирует с плагиогранитами, а пегматит (с содержанием K_2O - 2,10%, анализ № 23) - со слюдистыми плагиогранитами.

Подобная закономерность свидетельствует о том, что мы в данном случае имеем дело с недифференцированными сериями, характерными для интрузивно-анатектических гранитов, которые формируются главным образом в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, когда образовавшийся расплав перемещается на некоторое рас-

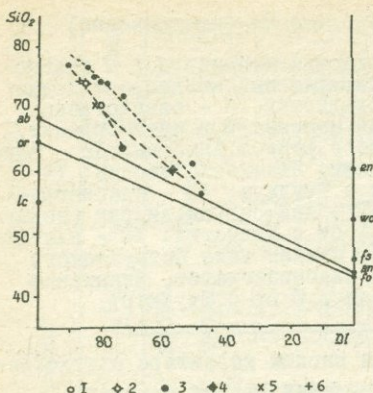


Рис.37. Диаграмма Торнтон-Таттла для пород плагиогранитной формации (сред. по разновидностям).

Условные обозначения: 1 - плагиогранит, 2 - плагиогранит мусковитовый, 3 - кв. олигоклазит, 4 - лейкократовый кв. диорит, 5 - плагиопегматит, 6 - пегматит.

Тонким пунктиром и мелкими точками дана серия пород Шамшадинского антиклинария (Сомхето-Карабахская геотектоническая зона).

стояние в процессе палингенного гранитообразования.

Представляет интерес сопоставление петрохимических особенностей пород плагиогранитной формации Цахкуняцкого антиклинария со сходными образованиями Сомхето-Карабахской зоны, возраст которых по геологическим и геохронологическим данным определяется как среднеюрский.

Б.М.Меликсетян (1977), выделяя плагиогранитный тип щелочноземельного ряда, отмечает большое сходство плагиогранитов Сомхето-Карабахской зоны (Мелконян, 1976) с плагиогранитами Цахкуняцкого блока, для которых возрастает роль известковой ассимиляции и локального палингенеза. При сравнительной близости основных характеристик по А.Н.Заварицкому плагиограниты Цахкуняцкого блока отличаются от таковых Сомхето-Карабахской зоны значительно повышенной глиноземистостью, пониженной железистостью и магнезиальностью (Багдасарян, Чибухчян, 1976).

Различия отчетливо проявляются и на диаграмме Торнтон-Таттла (рис.37), на которой обе серии пород отграничиваются друг от друга, подтверждая вышеотмеченные петрохимические особенности пород двух комплексов^х. Для плагиогранитов Цахкуняцкого ан-

^х Для пород плагиогранитной формации Сомхето-Карабахской зоны использованы данные по Шамшадинской группе интрузивов ("Геология Арм.ССР", т.3: "Петрография. Интрузивные породы", 1966, стр.450).

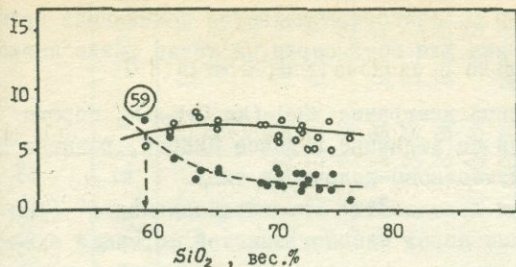


Рис.38. Вариационная диаграмма для CaO (пунктирная линия) и суммы щелочей (сплошная линия) для пород плагиигранитной формации.

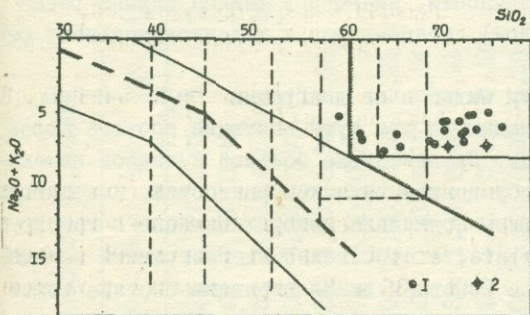


Рис.39. Петрохимическая диаграмма "общая щелочность - кремнекислотность" (по Маракушеву, 1973) для пород плагиигранитной формации Цаххунянского антиклинория. Условные обозначения:
I - интрузивные породы,
2 - жильные породы.

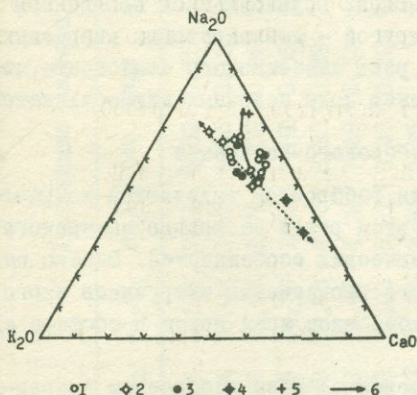


Рис.40. Вариационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ для пород плагиигранитной формации.
Условные обозначения:
1 - плагииграниты, 2 - слюдястые плагииграниты, 3 - кв. олигоклазиты, 4 - лейкократовые кв. диориты, 5 - плагиигнейсы, 6 - путь эволюции пород.

тиклиниория отличительной особенностью является пониженная кремнекислотность, наблюдаемая для всей серии, а также резко натровый характер щелочности.

Согласно вариационной диаграмме $\text{CaO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, породы плагиогранитной формации по величине индекса Пиккока, равного 59 (рис.38), относятся к известково-щелочному типу.

На диаграмме "общая щелочность - кремнекислотность" (рис. 39) область распределения пород плагиогранитной формации охватывает группы "кварцевый диорит - гранодиорит - гранит" (конечно, без учета характера щелочности, имеющей в данном случае резко выраженный натровый уклон), относящиеся к щелочноземельному ряду (Маракушев, 1973).

Характер щелочности виден и из диаграммы $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (рис.40), где ясно наблюдаются два пути эволюции состава пород плагиогранитной формации. Сравнительно большой диапазон изменения состава в породах обусловлен наличием разностей, пользующихся ограниченным развитием, появление которых связано с гетерогенностью состава субстрата, а собственно плагиограниты занимают компактное положение. Основная линия эволюции состава ведет к возрастанию натрового компонента (в жильных дериватах), что связано со слабо проявленным процессом дифференциации магматического расплава. Побочные линии, с одной стороны, связаны с увеличением роли калиевой составляющей, обусловленной появлением сицистических плагиогранитов, а с другой - лейкократовых кварцевых диоритов, в которых возрастает роль известкового компонента, что, естественно, приводит к уменьшению доли щелочных алюмосиликатов.

3. Петрохимия габбрового комплекса

Как отмечалось ранее, среди габброидов выделяются возрастные группы, которые характеризуются рядом не только минералогическо-петрографических, но и петрохимических особенностей. Однако определенная условность возрастного расчленения интрузивов этого ряда обусловила рассмотрение габброидов всех групп в составе единой формации.

В табл.25 приведены химические составы габброидов Апаран-Анкаванского кристаллического массива, а также Дадарского интрузива, использованные для петрохимических построений на диаграммах А.Н.Заварицкого (рис.41) и Торнтон-Таттла (рис.42).

Химические составы пород габбровой формации

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ₊	H ₂ O ₋	П.п.п.	Сумма
I.	49,40	3,20	14,09	7,01	5,52	0,15	4,52	10,24	4,07	0,65		1,01	0,17		100,30
2.	49,97	1,54	15,04	3,95	6,55	0,16	6,58	10,47	3,53	0,49		1,64	0,06		99,98
3.	48,04	0,86	19,26	1,74	6,05	0,08	7,55	4,88	3,75	4,53		2,71	0,15		99,60
4.	49,57	1,66	14,70	1,56	7,81	0,05	9,56	10,00	3,62	0,73			0,05	1,21	100,52
5.	49,05	1,58	13,65	4,98	8,90	0,28	7,11	9,24	3,70	0,30	0,20		0,10	1,65	100,74
6.	48,98	1,50	15,41	4,72	7,28	0,14	6,48	9,78	2,80	0,50			0,05	1,62	99,26
7.	46,44	1,95	13,03	5,01	9,48	0,26	9,46	10,01	3,00	0,15	0,23		0,14	1,35	100,51
8.	44,86	1,18	16,95	3,85	8,75	-	8,53	9,45	1,33	1,17	0,14			3,93	100,14
9.	43,44	0,52	22,30	1,00	7,54	0,11	9,52	10,58	1,90	0,46	0,23			3,26	100,86
10.	48,38	0,11	14,82	5,18	6,50	0,21	8,50	11,27	3,20	0,55	0,18		0,16	0,84	99,90
11.	51,15	1,84	15,30	2,10	7,28	0,42	6,00	10,06	3,20	0,80	0,30		0,10	2,10	100,65
12.	47,40	0,32	17,22	4,53	7,38	0,16	7,19	11,16	2,90	0,25	0,20		0,09	1,50	100,30
13.	46,93	1,44	18,82	4,25	5,39	0,16	7,74	9,94	2,50	1,00	0,06		0,25	2,10	100,58

Опись анализов. I, 2 - габбро роговообманковое, Даларский интрузив; 3 - габбро биотитовое, Даларский интрузив; 4-7 - габбро пироксен-роговообманковое, Лусагяхский массив; 8, 9 - габбро, мелкие выходы к югу от г. Дамрик; 10 - габбро пироксен-роговообманковое, небольшой выход в 2,5 км к СЗ от с. Лусагях; 11 - габбро кварцсодержащее, ущ. р. Адамадзор; 12 - габбро, небольшое тело к югу от с. Сараландж; 13 - габбро, р-н с. Варденис.

Аналитики: А.А.Петросян (4,8), З.Ш.Гаспарян (5,7,9), С.Г.Чаталян (6,10,12,13), Э.Г.Еганян (11).

Авторы: I-3 - К.Н.Паффенгольц (Хим.составы ..., 1962), 4-13 - колл.З.О.Чибухчяна.

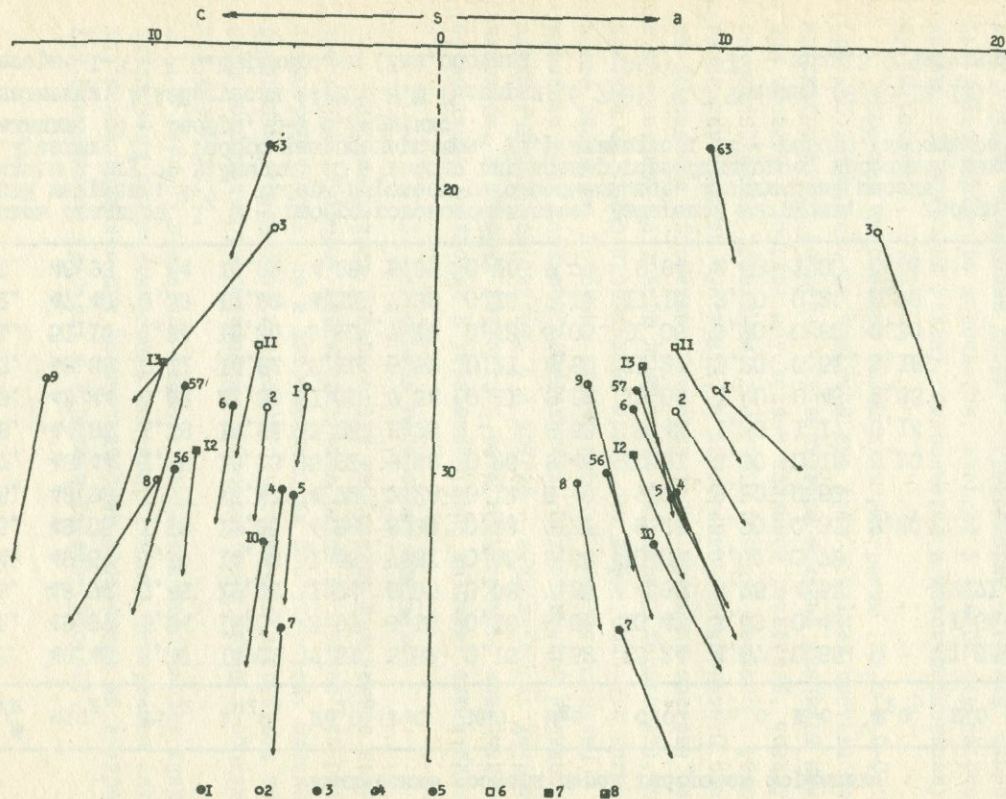


Рис. 41. Петрохимическая диаграмма А. Н. Заварицкого для пород габбровой формации Апаран-Анкаванского массива. Номера фигуративных точек соответствуют номерам в табл. 25. Условные обозначения:

1 - средние составы пород по Дэли, 2 - габбро, Даларский массив; 3 - габбро, Лусагтхский массив; 4 - габбро, Дамрикский выход; 5 - габбро, выход в 2,5 км к СЗ от с. Лусагтх; 6 - габбро, р. Адамзор; 7 - габбро, р-н с. Сараландж; 8 - габбро, р-н с. Варденис.

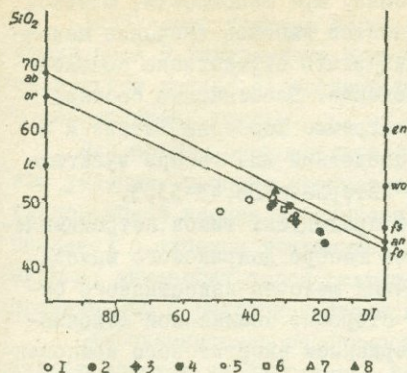


Рис. 42. Диаграмма Торнтон-Таттла для пород габбровой формации.

Условные обозначения: 1 - габбро, Даларский массив; 2 - габбро, Лусагяхский массив; 3 - габбро, выход к югу от с. Лусагях; 4 - габбро, Дамрикский выход; 5 - габбро, р-н с. Сараланж; 6 - габбро, выход в 2,5 км к СВ от с. Лусагях; 7 - габбро, р-н с. Варденис; 8 - габбро, верхн. течение р. Адамадзор.

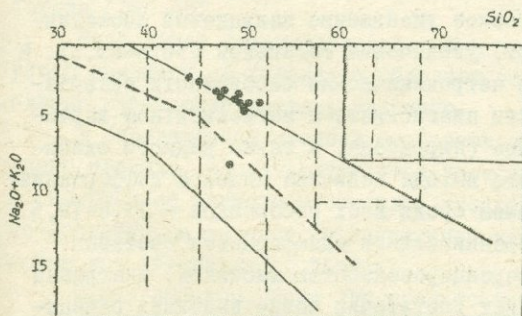


Рис. 43. Петрохимическая диаграмма "общая щелочность-кремнекислотность" для пород габбровой формации (по Маракушеву, 1973).

Из диаграммы Заварицкого видно, что габброиды Цахкуняцко-го антиклинория по сравнению со средними по Р.Дэли в целом обладают несколько пониженной кремнекислотностью и известковистостью и повышенной щелочностью (при натровом характере) и железистостью, хотя каждая группа имеет свои специфические особенности. Так, для пород Даларского интрузива, представленных амфиболовыми габбро, характерна высокая щелочность (с натровым уклоном), что при пониженной известковистости приводит к возрастанию щелочно-известкового индекса (1,5-2,8), вдвое и более превышающее таковой для среднего габбро. Для этих пород отмечается также и повышенная титанистость. Индекс дифференциации, вычисленный по данным нормативного пересчета, для габбро даларского типа колеблется в пределах 33,3-49,7 и является наиболее высоким среди габброидов.

В породах Лусагяхского интрузива, при щелочности, близкой для среднего состава габбро, отмечается высокое значение щелочно-известкового отношения (сред. 1,5), что обусловлено пониженным содержанием анортитового компонента. Особенности состава пород находят свое отражение на диаграмме Торнтон-Таттла и в величине индекса дифференциации; последний для габбро лусагяхского типа понижен и колеблется в интервале 28,45-33,5.

Несколько иными, отличными от предыдущих типов петрохимическими особенностями характеризуются габбро Дамриковского выхода. Для них отмечается небольшая величина щелочно-известкового отношения, что обусловлено, с одной стороны, пониженной щелочностью, а с другой – повышенным содержанием анортитового компонента. В то же время отмечается значительное изменение состава темноцветных компонентов – резкое уменьшение кальциевой составляющей (1,7-8,8) и, наоборот, увеличение магниевой (50,6-65,5). В минеральном отношении эти петрохимические особенности сказываются в повышении основности плагиоклаза и магниальном характере темноцветных минералов (пироксена, а также редкого оливина). Для габбро Дамриковского выхода величина индекса дифференциации является самой небольшой среди всех габброидов – 17,8-19,5.

К сожалению, ввиду сравнительной однородности составов, обусловленных слабой дифференцированностью массивов, диаграмма Торнтон-Таттла не позволяет достаточно четко выделить связанные серии пород и отражает лишь наиболее существенные различия каждой из групп габброидов.

В целом петрохимические особенности пород рассматриваемой формации указывают на их принадлежность к производным базальтоидной магмы щелочноземельного ряда. Принадлежность габброидов к щелочноземельному ряду хорошо иллюстрируется диаграммой "общая щелочность – кремнекислотность" (рис. 43), из которой видно, что наряду с этим они несколько более щелочные, поскольку точки составов расположены близ поля пород с повышенной щелочностью.

4. Петрохимия гранито-гнейсового комплекса

Породы гранито-гнейсовой формации, слагающие Лусагяхский интрузив, а также выходы в районе сс. Варденис и Меликях, представленные гнейсовидными лейкократовыми гранитами, аплитовидными и пегматоидными разностями с переходами в эндоконтактовых зонах в гранито-гнейсы, объединены в единый интрузивный комплекс.

Химические составы пород комплекса, их числовые характеристики по А.Н.Заварицкому приведены в табл.26, с которыми сопоставляются данные по гранито-гнейсам Арзакан-Бжнийского массива и двуслюдяному гнейсу.

Для пород комплекса характерны умеренная щелочность с калиевым уклоном, высокая кремнекислотность, сильная пересыщенность глиноземом и низкая известковистость. Величина параметра "b" меняется в широком диапазоне, будучи связана с процессами ассимиляции вмещающих пород (слюдистые сланцы), на разных участках, проявленных с различной интенсивностью.

Петрохимические особенности рассматриваемых пород наглядно иллюстрируются на диаграммах Заварицкого (рис.44) и Торнтон-Таттла (рис.45).

Наибольшей кремнекислотностью и повышенной щелочностью при резко калиевом ее характере обладают породы Дамриковского выхода, близко отвечающие составу аляскита.

В определенной степени особняком стоят породы Арзакан-Бжнийского массива, характеризующиеся несколько пониженной щелочностью и повышенной известковистостью, что резко сказывается на щелочно-известковом индексе, с понижением которого он сближается с таковым для двуслюдяного гнейса.

Таким образом, если для гранито-гнейсов Арзакан-Бжнийского массива в целом отмечается несколько пониженная щелочность, то для гранитов Лусагяхского, Варденинского и других выходов этого участка содержание щелочей выше. Отличия выражаются и в содержаниях железа и магния: гранито-гнейсы Арзакан-Бжнийского массива по сравнению со средними гранитами нормально магнезиальны ($m' = 29,9$) и маложелезисты ($r' = 37,5$), в то время как гранитоиды Апаран-Анкаванского массива отличаются резко пониженной магнезиальностью ($m' = 7,4$) и повышенной железнистостью ($r' = 48,6$).

На диаграмме Торнтон-Таттла (рис.45) выявляются петрохимические особенности пород гранито-гнейсовой формации, обусловленные их взаимоотношением с метаморфическим комплексом. Наиболее близкое положение к двуслюдяному гнейсу по содержанию кремнезема и индексу дифференциации занимают породы Арзакан-Бжнийского гранито-гнейсового массива; к этим же точкам примыкает один анализ породы Лусагяхского выхода, взятого из краевой зоны вблизи от гнейсов. Породы из центральной части того же Лусагяхского и Вар-

Таблица 26

Химические составы пород гранито-гнейсовой формации

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ₊	H ₂ O ₋	П.п.п	Сумма
I.	75,80	0,23	12,55	1,94	1,30	0,02	0,58	0,84	3,00	3,80	0,04		н/обн.	0,72	100,82
I'.	79,00	0,06	12,20	0,20	0,84	0,03	0,20	1,50	3,20	2,75	0,02		0,10	0,50	100,60
2.	78,10	0,10	11,50	1,00	1,40	н/обн.	0,18	1,48	2,50	4,20	н/обн.		0,10	0,10	100,66
3.	77,00	0,26	9,47	4,47	1,98	н/обн.	0,20	0,98	2,80	2,50	н/обн.		н/обн.	0,73	100,39
4.	70,30	0,50	13,90	3,50	1,12	0,21	0,90	1,20	4,00	2,80	0,18		0,25	1,50	100,36
5.	76,50	0,04	12,86	0,49	1,07	0,02	н/обн.	1,05	2,40	5,30	0,25		0,02	0,21	100,21
6.	81,87	н/обн.	10,04	н/обн.	1,07	0,01	н/обн.	0,84	1,40	4,40	0,23		н/обн.	0,10	99,96
7.	78,13	н/обн.	12,49	1,09	0,71	0,01	н/обн.	0,63	3,40	4,00	0,18		н/обн.	0,13	100,77
8.	77,01	0,16	13,55	0,28	0,71	0,01	0,10	0,91	4,00	3,20	0,11			0,78	100,82
9.	78,77	н/обн.	12,37	1,23	1,42	н/обн.	0,20	0,63	4,10	1,30	н/обн.		н/обн.	0,44	100,46
10.	72,48	0,36	13,76	1,63	1,06	0,02	0,97	1,60	3,73	2,83		1,28	0,23		99,95
11.	73,38	0,33	13,24	1,34	1,99	0,02	1,03	1,66	3,82	1,80		0,92	0,18		99,71
12.	73,50	0,23	13,04	сл.	2,42	0,05	1,94	2,30	1,93	3,19		1,40	0,23		100,23
13.	73,37	0,25	12,59	1,57	1,43	-	1,10	2,37	1,97	3,46		1,74	0,25		100,10
Г	63,51	0,72	15,00	4,00	2,92	0,09	0,81	1,90	4,21	2,62		3,78	0,17		99,73

Опись анализов: I, I' - лейкогранит, Варденисский выход; 2, 3 - гранито-гнейс, отрог к югу от с. Лусагях; 4 - гранито-гнейс, в 1 км к В от с. Лусагях; 5 - лейкогранит, выход в 2,5 км к СВ от с. Лусагях; 6 - лейкогранит пегматоидный, выход в 2,5 км к СВ от с. Лусагях; 7 - лейкогранит аплитовидный, выход в 2,5 км к СВ от с. Лусагях; 8 - лейкогранит, р-н с. Анкаван; 9 - лейкогранит, в 2,5 км к ВСВ от с. Меликтях; 10-13 - гранито-гнейс, Арзакан-Бжнийский массив; Г - двуслюдяной гнейс, Апаран-Анкаванский массив.

Аналитики: Г.М. Джрбашян (I), Э.Г. Еганян (I', 2, 4), Ж.П. Меликян (3, 9), З.Ш. Гаспарян (5-7), М.М. Язанджян (8).

Авторы: I-9 - колл. З.О. Чибухчяна; 10-13, Г - К.Н. Паффенгольц (1938).

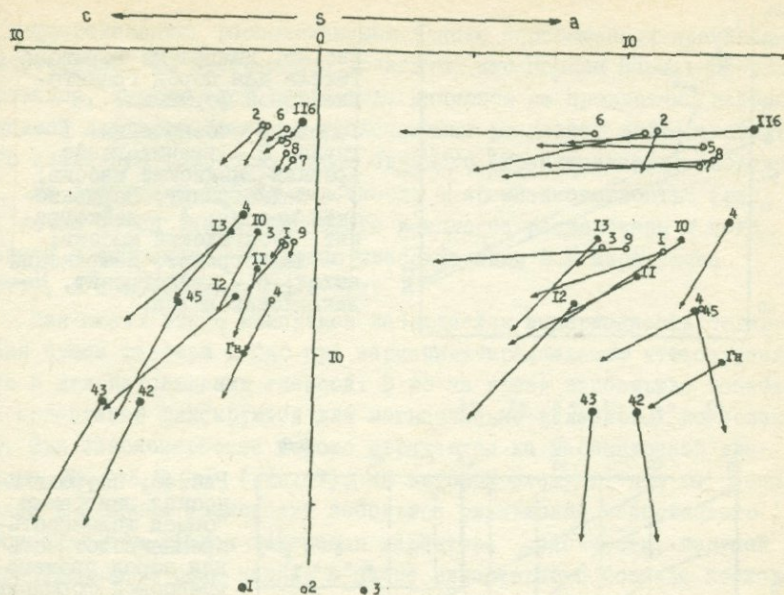


Рис. 44. Петрохимическая диаграмма А.Н.Заварицкого для пород гранитогнейсовой формации.

денисского выходов характеризуются уже более высоким содержанием кремнезема и большим значением индекса дифференциации, приближаясь по этим показателям к породам Дамриковского выхода. Для пород же Дамриковского выхода характерны, с одной стороны, высокие содержания кремнезема (76,5–82%), а с другой – большие значения индекса дифференциации (90–93,5); столь высокое содержание кремнезема при незначительном количестве темноцветного компонента указывает на принадлежность этих пород к образованиям "чистой линии" и аляскитовый состав (несколько с пониженной калийностью) внедрившейся магмы.

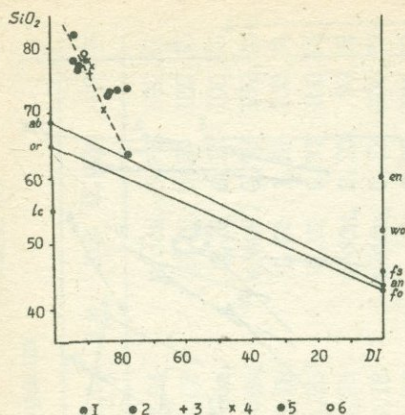


Рис. 45. Диаграмма Торнтон-Таттла для пород гранито-гнейсовой формации.

Условные обозначения: 1 - гнейс, 2 - гранитогнейс, Арзакан-Бжнийский массив; 3 - лейкогранит, Варденисский массив; 4 - лейкогранит, Лусагяхский массив; 5 - лейкогранит, Дамрикий выход; 6 - лейкогранит, Меликгяхский выход.

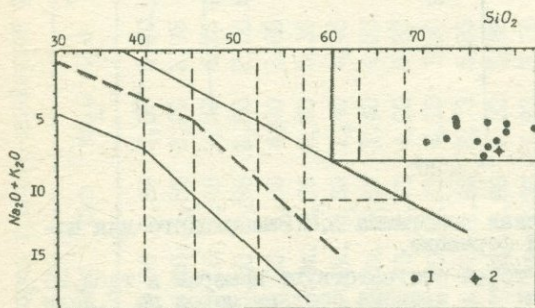


Рис. 46. Петрохимическая диаграмма "общая щелочность-кремнекислотность" для пород гранито-гнейсовой формации Цахкуняцкого антиклинария.

Условные обозначения: 1 - граниты, 2 - жильные породы.

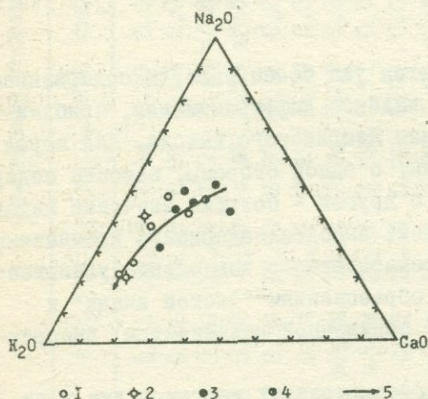


Рис. 47. Вариационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ для пород гранито-гнейсовой формации.

Условные обозначения: 1 - граниты, 2 - жильные породы, 3 - гранитогнейс, 4 - гнейс, 5 - путь эволюции пород.

ни дифференциации, расположенными в поле пересыщенных кремнеземом составов. Из этого можно полагать, что порции магматических расплавов, давших этот ряд пород, являются не продуктами далеко зашедшей дифференциации, а представляют результат дифференциального плавления некоторых пород близкого (гранитоидного) состава.

На диаграмме "общая щелочность — кремнекислотность" (рис. 46) точки пород рассматриваемого комплекса расположены в поле гранита и относятся, согласно классификации А.А.Маракушева (1973), к щелочноземельному ряду.

Для пород этого комплекса наблюдается выдержанность содержания суммы щелочей и CaO при вариациях кремнезема, что сохраняется и для двуслюдяных гнейсов. В то же время наибольшие колебания содержаний фиксируются для магнезиально-железистых компонентов. Эти закономерности хорошо отражаются на вариационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (рис.47), из которой следует, что от ранних членов к поздним происходит небольшое уменьшение известкового компонента при резком изменении характера щелочности, ведущей к преобладающей роли калия. В плане минерального состава последняя особенность выражается в значительном преобладании каликатового полевого шпата над кислым плагиоклазом, особенно четко проявленным в жильных породах.

5. Петрохимия тоналитового комплекса

К этому формационному типу относятся породы Анкаванского, Такарлинского и Мираского, а также ряда других интрузивов нижнемелового возраста, не рассматриваемых в настоящем разделе (Гехаротский, Агверанский массивы). Петрохимические особенности пород, относимых к тоналит-гранодиоритовому типу толеитового ряда, с разной степенью детальности рассмотрены в ряде работ (Баласанин, 1975; Хоренян, 1975; Меликсетян, 1977 и др.).

Как видно из петрохимической диаграммы А.Н.Заварицкого (рис. 48), построенной на данных табл.27, наблюдается разброс фигуративных точек между средними типами тоналитов и кварцевых диоритов в сторону гранодиоритов и далее гранитов (для жильных дериватов кислого состава), с отчетливо выраженным глиноземистым характером пород.

Тоналиты и кварцевые диориты рассматриваемых массивов по сравнению со средними составами этих пород при близкой щелочности отличаются пониженной известковистостью, что сказывается на

Таблица 27

Химические составы пород тоналитовой формации

№ № п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ₋	П.п.п.	Сумма
1.	63,27	0,43	16,30	2,93	4,44	0,14	1,90	4,43	4,00	1,30	0,20	-	1,38	100,72
2.	65,33	0,53	14,95	4,09	3,16	0,19	0,18	5,18	3,80	1,60	0,34	-	0,60	99,95
3.	58,86	1,03	20,43	0,74	3,44	0,15	3,37	3,01	4,90	2,30	0,25	0,18	1,76	100,42
4.	72,17	0,23	14,75	0,62	1,42	0,02	0,68	1,56	3,80	3,90	0,09	0,16	1,21	100,61
4'	77,00	0,13	12,80	0,90	0,56	0,04	0,45	1,16	2,50	4,90	н/обн.	0,05	0,20	100,69
5.	76,34	н/обн.	10,65	1,96	0,35	н/обн.	0,46	1,80	2,80	5,20	0,04	н/обн.	0,18	99,78
6.	64,25	0,49	16,01	4,34	2,48	0,19	1,90	5,11	3,80	1,60	0,23	-	0,54	100,94
7.	72,70	0,03	13,65	1,32	1,40	0,08	0,94	2,30	3,60	2,90	н/обн.	-	0,40	99,32
8.	64,00	0,54	16,10	1,20	3,64	0,24	2,40	5,08	4,00	2,40	0,05	0,05	0,76	100,46
9.	65,52	0,50	13,61	6,39	2,11	-	0,47	3,67	3,09	1,80	-	0,56	1,84	99,56
10.	64,64	0,72	15,03	2,33	2,07	0,08	3,13	5,60	4,10	2,30	0,38	0,24	0,44	100,82
11.	66,58	0,57	16,11	2,55	1,60	0,04	1,10	2,20	4,50	2,75	н/обн.	-	2,12	100,12
12.	73,20	0,11	8,20	5,10	1,40	0,06	0,40	3,70	4,00	3,80	н/обн.	0,10	0,20	100,27
12'	76,20	0,13	12,20	0,05	1,12	0,04	0,60	1,60	2,70	4,90	н/обн.	0,05	0,10	99,69
13.	64,64	0,46	13,45	5,50	1,96	0,14	2,10	4,80	3,80	2,00	0,23	-	0,26	99,34
14.	64,28	0,42	18,05	0,39	3,58	0,16	2,17	4,68	3,27	3,08	-	-	-	100,08
15.	66,41	0,59	15,70	2,10	1,88	0,05	2,60	3,97	3,77	1,90	-	0,10	1,01	100,08
16.	60,00	0,58	19,55	2,39	2,86	0,10	1,47	2,99	4,73	5,44	-	-	0,10	100,21

Опись анализов. Миравский массив: 1,3 - тоналит, 2 - кв.диорит, 4,4' - жильный гранит, 5 - аплит; Анкаванский массив: 6,9,10 - кв.диорит, 7,11 - тоналит, 8 - гранодиорит, 12 - жильный гранит, 12' - аплит; Такарлинский массив: 13 - кв.диорит, 14,15 - тоналит, 16 - сиенит (эндоконт.фация).

Аналитики: Г.М.Джрбашян (1,2,6,7,13), З.Ш.Гаспарян (3-5), З.Г.Еганян (4',8,12,12').

Авторы: 1-8,12,12',13 - колл.З.О.Чибухчяна; 10,11 - Р.А.Хоренян (1975); 9,14-16 - Хим.составы ... (1962).

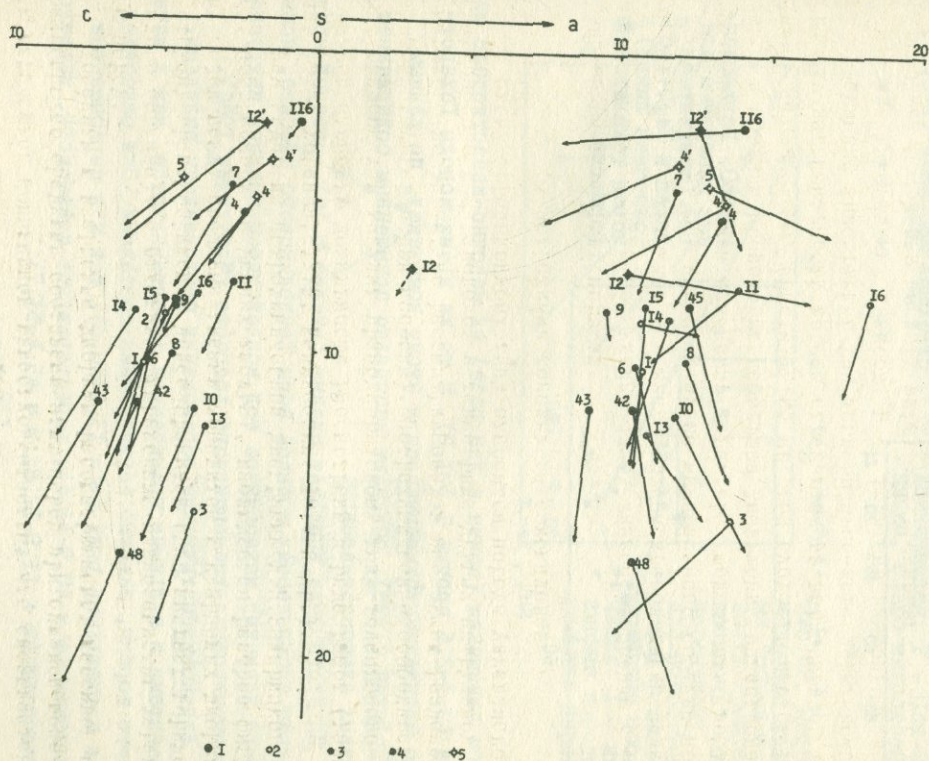


Рис. 48. Петрохимическая диаграмма А.Н.Заварицкого для пород тоналитовой формации Апаран-Анкаванского массива.

Номера фигуративных точек соответствуют номерам в табл. 27. Условные обозначения:

1 — средние составы пород по Р.Дэли, 2 — породы Миракского интрузива, 3 — породы Анкаванского интрузива, 4 — породы Такарлинского интрузива, 5 — жильные породы (2-4).

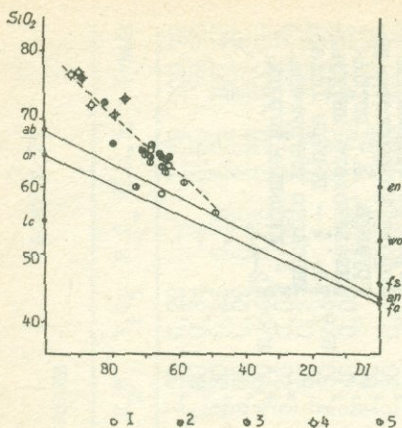


Рис. 49. Диаграмма Торнтон-Таттла для пород тоналитовой формации.

Условные обозначения: 1 - породы Миракского массива, 2 - породы Анкаванского массива, 3 - породы Такарлинского массива, 5 - породы Гехаротского массива, 4 - жильные породы соответствующих массивов (1-3, 5).

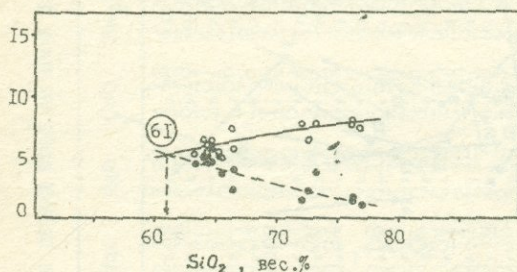


Рис. 50. Вариационная диаграмма для SiO_2 (пунктирная линия) и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (сплошная линия) пород тоналитовой формации.

резком повышении (почти в два раза) их щелочно-известкового индекса (3,3-2,6 против 1,3-1,8). В то же время породы Гехаротского интрузива, относящегося к этому комплексу, по данным Р.А.Хоренян (1975), обладают несколько повышенным содержанием щелочных алюмосиликатов.

Из этого ряда выпадает сиенит (анализ № 16), который представляет собой породу краевой зоны Такарлинского массива, испытавшего калиевый метасоматоз под воздействием поздней интрузии граносиенитов верхнеэоценового возраста (Чибухчия, 1966).

Жильно-магматические образования представлены аплитами, пегматитами и жильными гранитами и характеризуются, как и материнские породы, заметно варьирующими составами. Они относятся как к нормальному ряду ($s' = 13,5-60,0$), так и к пересыщенным глиноземом ($a' = 40,5-43,6$), характеризуюсь повышенной, калиевой щелочностью ($a = 11,9-12,8$; $n = 45,4-51,7$).

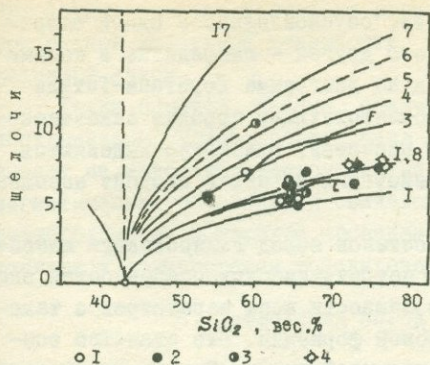


Рис. 51. Диаграмма "кремнекислотность-щелочность" (по Ритману, 1964) для пород тоналитовой формации. Условные обозначения: 1 - породы Миракского массива, 2 - породы Анкаванского массива, 3 - породы Такарлинского массива, 4 - жильные породы соответствующих массивов (1-3). Вариационные линии серий: I - Лассен-Пик, сильно тихоокеанская; F - Сан-Франциско, слабо тихоокеанская.

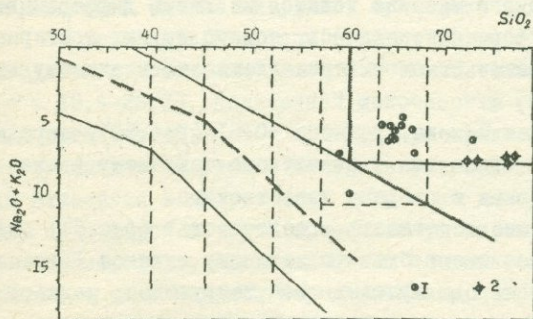


Рис. 52. Петрохимическая диаграмма "общая щелочность-кремнекислотность" (по Маракушеву, 1973) для пород тоналитовой формации. Условные обозначения: 1 - интрузивные породы, 2 - жильные породы.

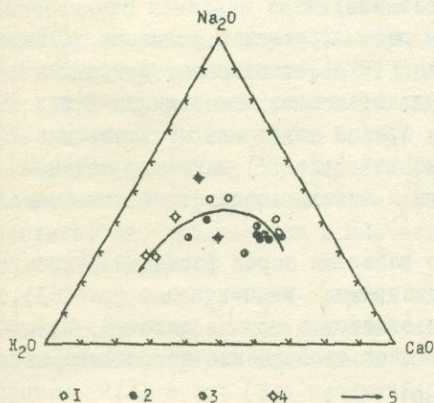


Рис. 53. Вариационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ для пород тоналитовой формации. Условные обозначения: 1 - породы Миракского массива, 2 - породы Анкаванского массива, 3 - породы Такарлинского массива, 4 - жильные породы соответствующих массивов (1-3), 5 - путь эволюции пород.

Петрохимические особенности, обусловленные с одной стороны процессами дифференциации, а с другой – гибридизма и ассимиляции, находят свое отражение и на диаграмме Торнтона-Таттла (рис.49), на которой точки, соответствующие породам Анкаванского, Такарлинского и Миракского массивов, отчетливо выделяются в единую серию с отклонением некоторых из них в сторону насыщенных составов.

Рассмотрение химических составов пород Гехаротского массива (Хоренян, 1975) и анализ их петрохимических особенностей свидетельствуют об исключительной близости всех параметров с такими других интрузивов тоналитовой формации. Это сходство особенно четко проявляется на диаграмме Торнтона-Таттла, поскольку все точки для Гехаротского массива ложатся на линию дифференциации пород тоналитовой формации, являясь, помимо других критериев, еще одним веским доказательством их принадлежности к единому интрузивному комплексу.

По величине индекса Пикокка, равного 60–61 (рис.50), породы тоналитового комплекса относятся к известково-щелочному (тихоокеанскому) типу с уклоном в сторону известкового.

На диаграмме "кремнекислотность – щелочность" (рис.51) видно, что породы комплекса имеют близкую величину индекса Ритмана^х (исключение составляют породы краевых зон интрузивов, подвергшиеся щелочному метасоматозу и, естественно, выпадающие из серии), которая колеблется в пределах 1,06–2,23 и соответствует сильно тихоокеанскому типу магм (Лассен-Пик).

Магматические образования рассматриваемой формации, согласно классификации А.А.Маракушева (1973), охватывают петрохимические группы пород от диоритов до гранитов, относящихся к щелочно-земельному ряду, причем крайне правое положение на диаграмме "общая щелочность – кремнекислотность" (рис.52) занимают поздние дифференциаты – жильные граниты и аплиты, обладающие повышенной щелочностью.

Направление эволюционного развития пород формации иллюстрируется также на вариационной диаграмме $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (рис.53), отражающей изменения соотношения окислов в группе щелочей. Из диаграммы видно, что для всех массивов свойственно накопление щелоч-

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

ных алюмосиликатов в сторону конечных членов ряда с одновременной сменой характера щелочности, приобретающей ярко выраженный калиевый уклон.

Таким образом, данные, полученные разными петрохимическими построениями, хорошо согласуются друг с другом и однозначно указывают на известково-щелочной тип магмы, а особенности химизма магматических образований свидетельствуют о значительной роли дифференциации и широком проявлении процессов гибридизма и ассимиляции в формировании тоналитового комплекса.

6. Петрохимия пород малых интрузий

Химические составы пород всех групп жильно-магматических образований (малые интрузии) приведены в табл. 28.

Породы первой группы (диорит- и габбро-порфиры) характеризуются известковым уклоном состава темноцветных компонентов ($c' = 18,4-26,1$), пониженной щелочностью ($a = 7,4-10,0$), повышенной титанистостью ($t = 0,5-2,6$ при среднем значении 1,5). Как по петрохимическим, так и минеральным особенностям породы этой группы относятся к диоритовому ряду и на диаграмме Заварицкого (рис. 54) выделяются в четко обособленную серию.

Лампрофиры, представленные почти всеми представителями диоритового ряда жильных пород (малхиты, керсантиты, спессартиты, единиты), также обособляются в единую серию и характеризуются рядом особенностей. Для сопоставлений на петрохимическую диаграмму Заварицкого нанесены также точки средних составов лампрофировых жильных диоритовых пород (Заварицкий, 1956, стр. 251). Жильные породы этой группы отличаются от предыдущей повышенной щелочностью ($a = 9,2-12,1$) и пониженной титанистостью ($t = 0,1-0,8$, единичное отклонение составляет 2,25); для керсантита (анализ 5) и в меньшей степени для спессартита (анализ 6) отмечается повышенная глиноземистость, обусловленная значительным содержанием в них биотита, что проявляется в значениях параметра a' (соответственно 28,8 и 4,1).

От соответствующих средних составов для лампрофиров Апаран-Анкаванского массива также отмечается ряд отклонений. Так, керсантит характеризуется пониженным значением параметров "b" (15,7 против 22,2) и "c" (3,6 против 5,0), что приводит к значительному увеличению величины щелочно-известкового индекса ($a/c = 2,3$ и 3,4).

Таблица 28

Химические составы жильных пород Апаран-Анкаванского массива

№ № п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ₊	H ₂ O ₋	П.п.п.	Сумма
1.	54,90	1,08	15,00	1,80	6,72	0,30	5,30	9,20	3,00	0,70	0,18		0,25	1,20	99,53
2.	59,80	0,41	17,50	2,57	2,32	0,14	3,25	7,51	2,94	2,29		0,40		1,28	100,41
3.	48,16	1,72	12,99	4,25	6,09	0,20	8,12	10,86	2,35	1,50		1,63		2,04	99,91
4.	60,75	0,45	17,30	1,90	2,80	0,10	3,76	7,20	4,20	1,10	0,11		0,05	0,80	100,52
5.	59,42	0,64	17,59	1,40	3,30	-	4,02	2,90	4,00	2,19			1,50	2,17	99,13
6.	49,66	0,13	22,78	3,21	5,68	-	4,72	8,82	3,50	0,62	0,46		0,13	0,10	99,81
7.	47,05	1,43	19,05	5,03	5,60	0,14	5,70	9,05	3,55	1,35	0,04		0,05	2,80	100,84
8.	74,97	0,22	12,62	2,11	0,84	0,02	1,67	2,10	3,00	3,00		н/обн.		0,40	100,95
9.	67,95	0,35	16,05	0,30	3,30	0,13	1,32	3,62	4,10	2,30	0,11		0,15	1,25	100,93
10.	66,60	0,58	15,75	1,00	3,36	0,25	1,78	3,60	3,50	2,50	0,18		0,30	0,30	99,70
11.	63,00	0,46	16,12	1,22	3,90	0,08	3,50	4,20	3,90	1,60	0,18		0,03	2,56	100,75
12.	62,18	0,25	17,92	3,94	2,84	0,14	1,90	4,03	3,70	2,00	0,13	н/обн.		1,80	100,83
13.	65,50	0,29	15,84	1,69	1,72	-	1,77	2,52	3,13	3,55		1,46	0,26	1,85	99,58
14.	66,50	0,42	16,12	1,15	1,72	0,03	1,97	2,43	4,24	3,38		-	0,62	1,05	99,63
15.	71,00	0,13	14,30	0,82	1,16	0,02	0,98	2,62	2,52	3,54		0,68		1,64	99,41

Опись анализов: 1 - диорит-порфирит, в 1 км к югу от с. Лусагях; 2 - кв. диорит-порфирит, р-н с. Анкаван; 3 - габбро-порфирит, ЮВ эндоконтакт Анкаванского массива; 4 - малхит, Анкаванский массив; 5 - кersантит, Анкаванский массив; 6 - спессартит, в 4 км к востоку от с. Лусагях; 7 - одинит, Анкаванский массив; 8 - гранит-порфир, р-н с. Анкаван; 9 - гранодиорит-порфир, р-н с. Мирак; 10, 13-15 - гранодиорит-порфир, р-н с. Анкаван; 11 - гранодиорит-порфир, р. Адамацзор; 12 - гранодиорит-порфир, в 2 км к северу от с. Лусагях.

Аналитики: Э.Г. Еганян (1, 4, 7, 9, 10), Ж.П. Меликян (6), Г.М. Джрбачян (8, 12), С.Г. Чаталян (11), А.А. Петросян (15).

Авторы: 1, 4, 6-12 - колл. З.О. Чибухчяна; 2, 5, 13-15 - Хим. составы ... (1962), 3 - Р.А. Хоренян (1982)

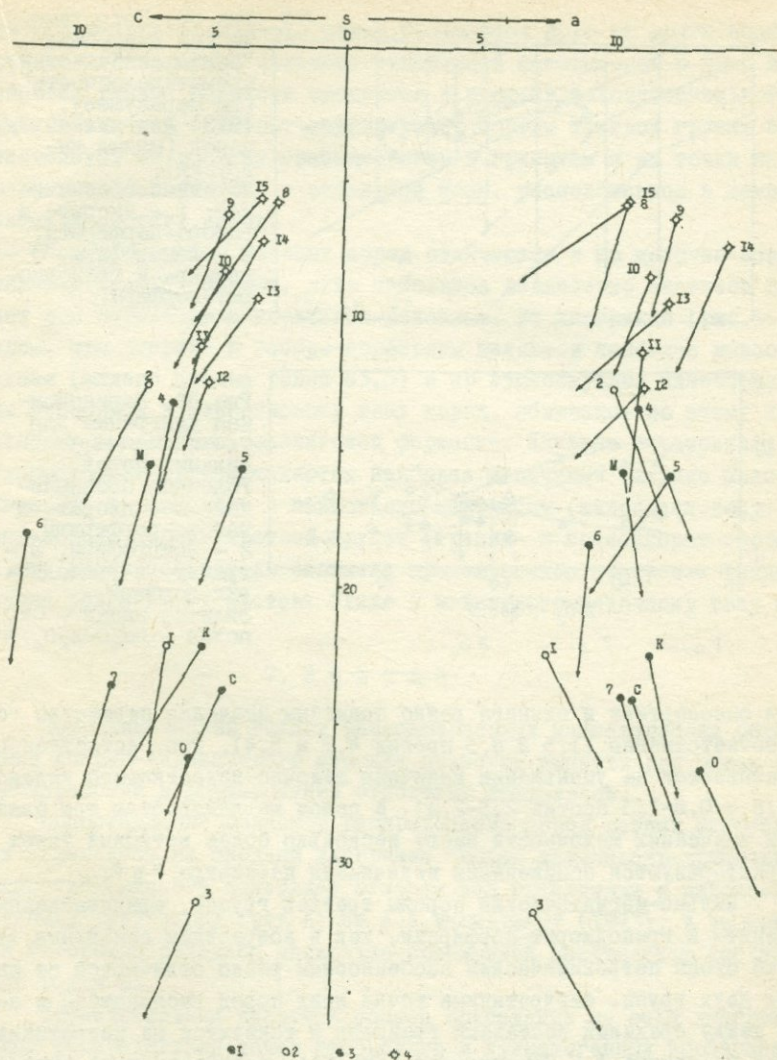


Рис. 54. Петрохимическая диаграмма А.Н.Заварицкого для жильных пород Апатан-Анкаванского массива. Номера фигуративных точек соответствуют номерам в табл. 28. Условные обозначения: 1 - средние составы пород (М - малхит, К - керсантит, С - спессартит, О - одинит), 2 - диорит- и габбро-порфиры, 3 - лампрофилы, 4 - гранит- и гранодиорит-порфиры.

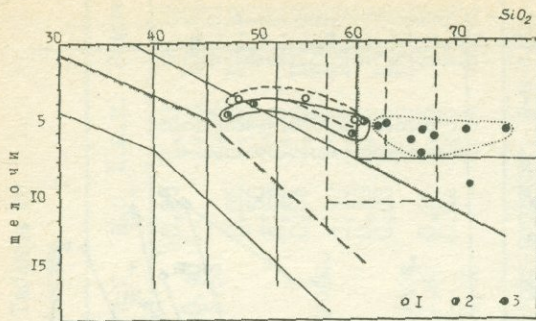


Рис. 55. Петрохимическая диаграмма "общая щелочность - кремнекислотность" (по Маракушеву, 1973) для жильных пород (малые интрузии). Условные обозначения: 1 - диорит- и габбро-порфиристы, 2 - лампрофиты, 3 - гранит- и гранодиорит-порфиры.

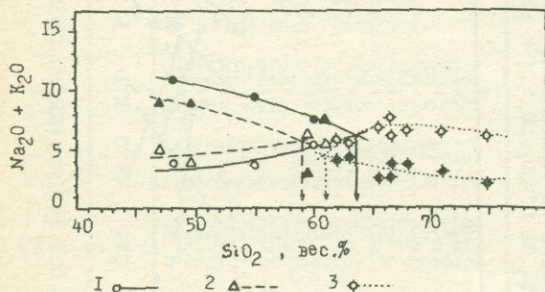


Рис. 56. Вариационная диаграмма для CaO и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ жильных пород. Условные обозначения: 1 - диорит- и габбро-порфиристы, 2 - лампрофиты, 3 - гранит- и гранодиорит-порфиры. Залитые знаки - CaO , полые - $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$.

Для спессартита и одинита резко повышены значения параметра "с" (соответственно 11,5 и 8,3 против 4,2 и 5,4), что, естественно, сказывается на уменьшении величины щелочно-известкового индекса ($a/c = 0,8-1,3$ против 2,5-2,6). В целом же лампрофиты при близких значениях щелочности имеют несколько более натровый уклон и характеризуются пониженными величинами параметра "б".

Жильно-магматические породы третьей группы, представленные гранит- и гранодиорит-порфирами, как в возрастном отношении, так и по своим петрохимическим особенностям резко отличаются от первых двух групп. Фигуративные точки этих пород расположены в поле между средними составами гранитов и тоналитов на петрохимической диаграмме А.И.Заварицкого (рис. 54), характеризуюсь глиноземистым характером.

Особенности химизма жильных пород наглядно отражаются и на диаграмме "общая щелочность - кремнекислотность" (рис. 55), из которой видно, что породы первых двух групп при большой близости

сти содержания кремнезема четко отличаются друг от друга по щелочности. Лампрофиры обладают повышенной щелочностью и лишь их наиболее кислые разности смещаются в сторону щелочноземельного ряда, сближаясь с диорит-порфиритами. Породы третьей группы соответствуют по составу гранодиоритам и гранитам и их точки на диаграмме обособляются в отдельное поле, расположенное в щелочноземельном ряду пород.

Все три группы жильных пород отличаются и по щелочно-известковому индексу Пикока, хотя небольшое количество анализов делает его определение несколько условным. Из диаграммы (рис.56) видно, что диорит- и габбро-порфириты являются наиболее известковыми (индекс Пикока равен 63,5) и по существующей классификации относятся к известковому типу пород, сближаясь по этому показателю с породами тоналитовой формации. Жильные образования лампрофировой группы являются наиболее щелочными (индекс Пикока равен 59) и относятся к известково-щелочному (тихоокеанскому) типу пород. Породы третьей группы (гранит- и гранодиорит-порфиры) по этому показателю занимают промежуточное положение (индекс Пикока равен 60,8) и стоят ближе к известково-щелочному типу пород.

7. В ы в о д ы

Петрохимический анализ разновозрастных магматических образований Апаран-Анкаванского массива позволил выявить ряд общих закономерностей в формировании отдельных комплексов.

Сопоставление областей распределения пород разных интрузивных комплексов на сводной диаграмме "общая щелочность-кремнекислотность" (рис.57) позволяет отнести все гранитоиды к щелочноземельному ряду пород (ряд А) по А.А.Маракушеву (1973), в то время как габброиды обладают несколько повышенной щелочностью (сближены с рядом Б).

Примечательным является полное совпадение на этой диаграмме полей распределения точек габброидов и вулканогенных образований апаранской свиты Цахкуняцкого антиклинория (см.рис.33), которые также относятся к породам с несколько повышенной щелочностью и, как указывалось ранее, являются производными базальтоидной магмы.

Породы базальтоидной группы отличаются от гранитоидной направлением эволюции (рис.58), ведущей к образованию субщелочных разностей вместо нормальных по щелочности средних и кислых пород

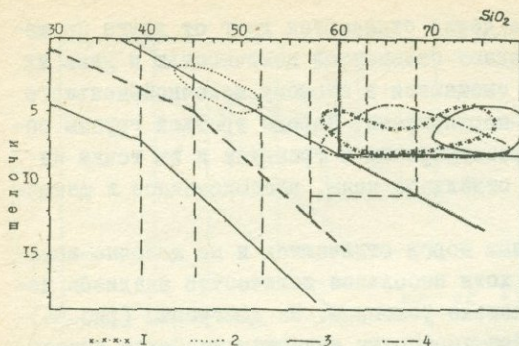


Рис. 57. Петрохимическая диаграмма "общая щелочность-кремнекислотность" (по Маракушеву, 1973) для пород разновозрастных интрузивных комплексов Цахкуняцкого антиклинория. Поля распределения пород: 1 - плагиогранитной формации, 2 - габбровой формации, 3 - гранитогнейсовой формации, 4 - тоналитовой формации.

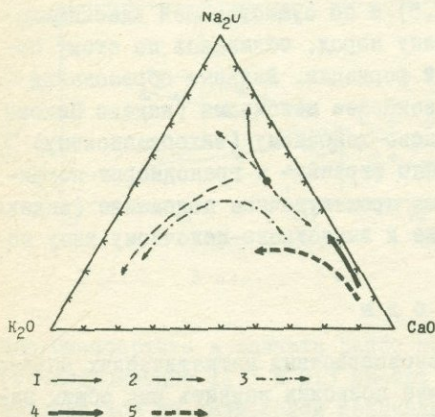


Рис. 58. Вариационная диаграмма $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ для магматических пород Цахкуняцкого антиклинория.

Пути эволюции пород: 1 - плагиогранитной формации, 2 - гранитогнейсовой формации, 3 - тоналитовой формации, 4 - вулканогенной серии апаранской свиты, 5 - вулканогенной серии СЗ части антиклинория.

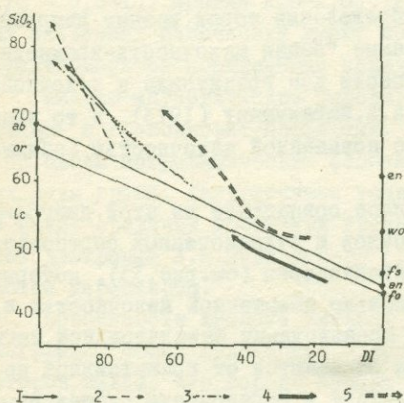


Рис. 59. Диаграмма Торитона-Таттла для магматических пород Цахкуняцкого антиклинория.

Условные обозначения: 1 - плагиогранитная формация, 2 - гранитогнейсовая формация, 3 - тоналитовая формация, 4 - вулканогенная серия апаранской свиты, 5 - вулканогенная серия СЗ части антиклинория.

в гранитоидной группе. Отличия проявляются и в весьма слабой дифференцированности пород базальтоидной группы (особенно среди пород габбровой формации), повышенной роли Na_2O в группе щелочей.

К щелочноземельному ряду относятся породы плагиогранитного, гранитогнейсового, тоналитового интрузивных комплексов, комплекс малых интрузий гранит- и гранодиорит-порфиров, а также магматические образования вулканогенной серии СЗ части Цахку-иняцкого антиклинория.

Состав исходных магматических расплавов и эволюционная направленность их изменения в процессе формирования интрузивных комплексов, а также вулканогенных серий иллюстрируется на сводных диаграммах Торнтон-Таттла (рис.58) и тройной системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (рис.59). Для разновозрастных интрузивных комплексов и отдельных вулканогенных серий от ранних членов рядов к поздним отмечается общее увеличение кремнекислотности, повышение содержания щелочных алюмосиликатов и уменьшение количеств полевошпатовой извести и железо-магнезиальных компонентов. В то же время характер и темп петрохимических изменений для этих же комплексов в каждом отдельном случае различен и имеет свою специфику.

При общем обогащении расплавов на средних и конечных этапах дифференциации щелочами, относительная роль K_2O и Na_2O в ее ходе различна для каждой из рассмотренных формаций. Анализ петрохимических особенностей обеих вулканогенных серий свидетельствует о специфичности хода эволюции составов каждой из них, заключающейся в том, что вулканогенная серия апаранской свиты обладает пониженной кремнекислотностью (оливиновые базальты) и повышенной натровой щелочностью, а вулканогенная серия СЗ части антиклинория характеризуется повышенной кремнекислотностью (кварцевые тселеитовые базальты) и нормальной щелочностью с калиевым уклоном для конечных дифференциатов.

Для разновозрастных интрузивных комплексов также отчетливо наблюдается разграничение пород по характеру щелочности, который для плагиогранитной формации имеет резко натровый уклон, а для граните-гнейсовой и тоналитовой формаций - калиевый. Наблюдающиеся отклонения вариационных линий отдельных комплексов от нормального хода дифференциации свидетельствуют о важной роли процессов ассимиляции, особенно широко проявленной в породах тоналитовой формации.

В изменении химизма разновозрастных магматических образований Цахкуняцкого антиклинория прослеживаются и следующие общие тенденции: в сменяющихся во времени формациях магматических пород, с одной стороны, происходит уменьшение относительной их щелочности и повышение кальциевости, сказывающееся на увеличении значений щелочно-известкового индекса Пикок (от 55 до 69 для вулканогенных серий и от 59 до 61 - для интрузивных комплексов), а с другой - наблюдается изменение характера щелочности, выражающееся в повышении роли K_2O в группе щелочных алюмосиликатов (для каждого типа пород в отдельности).

Данные, полученные по разновозрастным интрузивным комплексам и вулканогенным сериям Цахкуняцкого антиклинория, свидетельствуют о важной роли процесса дифференциации с широким проявлением процессов гибридизма и ассимиляции, степень и размах которых глубоко индивидуализирован для каждого из них.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Геохимические особенности интрузивных комплексов Апаран-Анкаванского массива в имеющейся литературе до последнего времени в целом, за редким исключением, были рассмотрены весьма слабо (Хоренян, 1975, 1982; Меликсетян, 1977 и др.).

Рассмотрение элементов ^x проведено по группам, согласно геохимической классификации А.Н.Заварицкого, а для сравнений их содержаний использованы данные А.П.Виноградова (1962). В целом материал излагается по отдельным интрузивным комплексам.

Группа малых петрогенных элементов

Распределение ряда элементов этой группы по разным комплексам приведено в табл.29, из которой следует, что их содержания в каждом отдельном случае колеблются в небольших пределах.

По п л а г и о г р а н и т н о у комплексу средние содержания лития, рубидия, цезия и бериллия в 5-7 раз занижены по сравнению с кларками кислых пород, а бария - более чем в 3 раза; лишь концентрация стронция соответствует кларку этого элемента. Индикаторные отношения некоторых пар-элементов для плагиогранитов следующие: $K/Rb = 320$, $Rb/Sr = 0,09$, $Ba/Sr = 0,8$.

Отмечая заниженность содержаний малых петрогенных элементов в породах плагиогранитного комплекса по сравнению с кларками кислых пород, в то же время наблюдаем их близость со значениями для основных пород.

Полученные данные хорошо согласуются с результатами исследований Б.М.Меликсетяна (1977), который, выделяя плагиогранитный тип щелочноземельного ряда в пределах Цахкуняцкого антиклинория и др., отмечает близость их геохимических особенностей ($Li = 0,001-0,002\%$, $Rb = 0,001-0,002\%$, $Ba = 0,025\%$, $U = 0,00018\%$ и т.д.) с таковыми для плагиогранитов базальтоидного ряда Сомхето-Карабахской зоны (Мелконян, 1976).

^xКоличественные определения лития, рубидия, цезия, стронция и бария произведены в лаборатории ИМГРЭ АН СССР (аналитики Г.Н.Попова, С.А.Рагозинский, М.А.Абрамова), а приближенно-количественные - в лаборатории ИГН АН Арм.ССР (рук.Г.М.Мкртчян); число определений указано в таблицах после наименования пород.

Таблица 29

Содержание малых петрогенных элементов в интрузивных комплексах Апаран-Анкаванского массива (в %)

П о р о д а	Li	Rb	Cs	Sr	Ba	Be
<u>Плагиигранитный комплекс</u>						
Плагииграниты (I0)	0,0008	0,0024	<0,0001	0,030	0,019	0,00013
Плагииграниты слю- дистые (5)	0,0003	0,0036	<0,0001	0,017	0,022	0,00011
Плагиигранит тур- малиновый (I)	0,0008	0,0034	0,0001	0,029	0,034	0,00010
Кв.диориты лейко- кратовые (2)	0,0007	0,0015	<0,0001	0,057	0,013	0,00012
Кв.олигоклазиты (3)	0,0012	0,0040	0,0001	0,050	0,025	0,00016
Плагисаплит (I)	0,0005	0,0013	<0,0001	0,020	0,010	0,00017
Плагипегматит (I)	0,0001	0,0007	<0,0001	0,024	0,026	0,00010
Сред. по комплек- су (23)	0,0007	0,0029	<0,0001	0,031	0,024	0,00013
<u>Габбровый комплекс</u>						
Габбро (лусагх- ский тип) (2)	0,0015	0,0010	<0,0001	0,022	0,025	0,0001
Габбро (варденис- ский тип) (I)	0,0010	0,0028	<0,0001	0,018	0,030	0,0001
<u>Гранито-гнейсовый комплекс</u>						
Лейкограниты, гра- нито-гнейсы (6)	0,0003	0,011	0,0001	0,007	0,095	0,0002
<u>Тоналитовый комплекс</u>						
Тоналиты, гранодио- риты и др. (3)	0,0010	0,0019		0,028	0,020	0,0002
Жильные граниты (2)	0,0002	0,0028		0,023	0,023	0,0005
Аплит (I)	0,0002	0,010		0,010	0,028	0,0001
<u>Малые интрузии</u>						
Гранит-порфир (I)	0,0006	0,008	0,0001	0,054	0,050	0,0002
Кларк кислых пород	0,0040	0,020	0,0005	0,030	0,083	0,00055
Кларк основных по- род	0,0015	0,0045	0,0001	0,044	0,030	0,00004

По габбровому комплексу рассмотрены пользующиеся наибольшим распространением породы Лусагхского интрузива (III возрастная группа) и Варденисского выхода (IV возрастная группа), которые заметно отличаются друг от друга по своим геохимическим особенностям.

В габбро лусагхского типа содержание лития в 1,5 раза выше, а рубидия - в 3 раза ниже, нежели в габбро Варденисского выхода. Распределение цезия, стронция, бария и бериллия более равное.

Различия этих двух типов габбро наиболее отчетливо проявляются при сопоставлении индикаторных отношений пар-элементов, которые выражаются для Лусагхского и Варденисского выходов в следующих значениях: K/Rb - 510 и 290, Rb/Sr - 0,05 и 0,16, Ba/Sr - 1,14 и 1,67.

В целом содержания малых петрогенных элементов в породах габбровой формации близки к кларкам основных пород по А.П.Виноградову и некоторые отличия проявляются в несколько повышенных значениях бериллия и определенной заниженности количества рубидия и стронция.

По гранито-гнейсовому комплексу, несмотря на изолированность отдельных выходов, для всех элементов отмечаются небольшие колебания содержаний.

Сильно занижены по сравнению с кларками кислых пород средние содержания лития (более чем в 10 раз), цезия и стронция (в 4-5 раз), менее - рубидия и бериллия (в 2-3 раза); лишь концентрации бария близки к кларковым.

Индикаторные отношения пар-элементов для лейкогранитов колеблются по отдельным выходам в следующих пределах: K/Rb = 209-375 (сред. 270), Rb/Sr = 1-2,6 (сред. 1,6), Ba/Sr = 10-13,3 (сред. 12,9).

Содержания малых петрогенных элементов в породах гранито-гнейсового комплекса в целом занижены по сравнению с кларками кислых пород и в этом отношении приближаются к значениям для пород среднего состава.

По тоналитовому комплексу имеются данные количественных определений Б.М.Меликсетяна (1977), который отмечает резко пониженную концентрацию рубидия (0,006%), бария (0,025%), бериллия и т.д.

Близкие содержания для элементов этой группы отмечаются для

Анкаванского и Миракского интрузивов и по нашим данным. Концентрация рубидия резко уступает (в 10 раз) его кларку кислых пород. Примерно четырехкратная заниженность по отношению к средним данным фиксируется для лития, бария, бериллия и лишь количество стронция отвечает кларковым значениям.

Индикаторные отношения пар-элементов по комплексу в целом имеют следующие значения: $K/Rb = 875$, $Rb/Sr = 0,07$ и $Ba/Sr = 0,7$.

В жильно-магматических породах комплекса отмечается уменьшение содержаний лития, стронция, бериллия и увеличение концентраций рубидия и бария.

По малым интрузиям имеются данные количественных определений лишь для гранит-порфиров, которые позволяют констатировать сильно пониженные содержания малых петрогенных элементов (за исключением стронция) в них по сравнению с кислыми породами. Заниженность лития достигает семикратной, цезия - пятикратной, а для остальных элементов - несколько меньшей величины.

Сопоставление гранит-порфиров с близкими типами пород Цахкуняцкого антиклинория - лейкогранитами нижнепалеозойского возраста, указывает на резко повышенные содержания лития, стронция и пониженные - бария, в первых по сравнению со вторыми, что свидетельствует в пользу представлений о разных уровнях генерации их магматических очагов.

Элементы группы железа

Распределение элементов группы железа по комплексам приведено в табл.30 и основывается на результатах приближенно-количественных спектральных анализов.

По плагиогранитному комплексу для всех разновидностей пород, за исключением в определенной степени лейкократовых кварцевых диоритов, отмечается значительное снижение концентраций элементов по сравнению с кларками кислых пород. Концентрации титана и марганца ниже примерно в 4, а кобальта и ванадия - в 2-2,5 раза. Содержание хрома близко к кларку этого элемента, будучи все-таки несколько занижено. Единственным элементом, характеризующимся повышенной концентрацией (в 2 раза), является никель. Отношения пар-элементов в целом по комплексу следующие: $Ni/Co = 7,5$, $V/Cr = 1,2$.

Таблица 30

Содержание элементов группы железа в интрузивных комплексах Апаран-Анкаванского массива (в %)

П о р о д а	Ti	Mn	Ni	Co	V	Cr
<u>Плагииогранитный комплекс</u>						
Плагииограниты (78)	0,054	0,014	0,0015	0,0002	0,0022	0,0020
Плагииограниты слю- дистые (12)	0,033	0,011	0,0010	0,0001	0,0018	0,0009
Плагииогранит тур- малиновый (1)	0,04	0,013	0,0024	0,0002	0,0018	0,0024
Кв. диориты лейко- кратовые (2)	0,08	0,021	0,0040	0,0003	0,0024	0,0065
Кв. олигоклазиты (8)	0,054	0,013	0,0014	0,0002	0,0024	0,0015
Сред. по плагиио- гранитам (101)	0,05	0,014	0,0015	0,0002	0,0022	0,0018
Плагиаплиты (2)	0,05	0,008	0,0013	0,0004	0,0011	0,0010
Плагииогматиты (6)	0,05	0,012	0,0020	0,0006	0,0033	0,0010
<u>Габбровый комплекс</u>						
Габбро (лусатух- ский тип) (29)	0,8	0,16	0,032	0,004	0,037	0,019
Габбро (варденис- ский тип) (3)	0,5	0,16	0,012	0,003	0,023	0,027
<u>Гранито-гнейсовый комплекс</u>						
Гнейсы (10)	0,2	0,035	0,0024	0,0005	0,0080	0,0028
Лейкограниты, грани- то-гнейсы (53)	0,08	0,03	0,0006	0,0002	0,0016	0,0006
Аплиты (3)	0,06	0,03	0,0003	0,0010	-	0,0003
Пегматит (1)	0,02	0,006	0,0006	0,0001	0,0010	0,0004
<u>Тоналитовый комплекс</u>						
Тоналиты, гранодио- риты и др. (30)	0,24	0,03	0,0019	0,0006	0,0080	0,0044
Жильные граниты (3)	0,08	0,009	0,0010	0,0001	0,0027	0,0003
Аплиты (3)	0,06	0,007	0,0006	0,0001	0,0010	0,0002
Пегматиты (2)	0,09	0,014	0,0014	0,0002	0,0026	0,0006
<u>Малые интрузии</u>						
Диорит-порфириты (12)	0,43	0,07	0,0070	0,0019	0,017	0,0090
Керсантит (1)	0,08	0,02	0,0008	0,0001	0,002	0,0008
Гранодиорит-порфи- ры (10)	0,3	0,034	0,0033	0,0012	0,013	0,0047
Кларк кислых пород	0,23	0,06	0,0008	0,0005	0,004	0,0025
Кларк основных пород	0,9	0,20	0,016	0,0045	0,020	0,020

По г а б р о в о м у комплексу в целом содержания элементов группы железа близки к кларкам основных пород, хотя отмечаются определенные различия для лусатюхского и варденисского типов, которые в геохимическом отношении строго индивидуализированы. Если содержания марганца и кобальта в обоих интрузивах довольно близки, то концентрации титана, никеля и ванадия в Лусатюхском массиве значительно выше, а хрома — ниже, нежели в Варденисском выходе, что четко проявляется в индикаторных отношениях пар-элементов. Эти отношения в породах Лусатюхского интрузива в два раза выше, чем в Варденисском выходе, будучи видны из следующих сопоставляемых данных: $Ni/Co = 8,0$ и $4,0$, $V/Cr = 1,95$ и $0,85$.

Для г р а н и т о - г н е й с о в о г о комплекса отмечаются значительные колебания концентраций элементов группы железа по отдельным выходам лейкогранитов, которые не столь заметны для малых петрогенных элементов. Все они, за исключением никеля, имеют низкие значения (в 2–3,5 раза) по сравнению с кларками кислых пород по А.П.Виноградову. Индикаторные отношения пар-элементов для лейкогранитов имеют следующие значения: $Ni/Co = 3,0$ и $V/Cr = 2,7$.

Лейкограниты по отношению к связанным с ними постепенными переходами гнейсам заметно обеднены элементами группы железа.

Для жильных пород в целом отмечается некоторое уменьшение содержаний элементов группы железа.

Для т о н а л и т о в о г о комплекса из элементов группы железа только содержания марганца вдвое ниже кларка кислых пород. Концентрации титана и кобальта соответствуют кларкам этих элементов. Для никеля, ванадия и хрома имеющиеся результаты примерно в два раза превышают их средние содержания в кислых породах. Индикаторные отношения пар-элементов для тоналитов имеют следующие значения: $Ni/Co = 3,2$ и $V/Cr = 1,8$.

В жильно-магматических породах (жильные граниты, аплиты, пегматиты) по сравнению с породами главной фазы четко отмечается заметное снижение (в 2–4 раза) содержаний всех без исключения элементов группы железа с их кларковыми значениями для кислых пород.

Группа редких элементов

Среди элементов этой группы наибольшим распространением поль-

Таблица 3I

Содержание редких элементов в интрузивных комплексах
Апаран-Анкаванского массива (в %)

П о р о д а	Zr	Nb	Ga	Ge
<u>Плагиигранитный комплекс</u>				
Плагииграниты (78)	0,0053	0,0002	0,0019	-
Плагииграниты слюдистые (I2)	0,0065	0,0002	0,0018	-
Плагиигранит турмалиновый (I)	0,0024	0,0004	0,0018	0,0001
Кв.диориты лейкократовые (2)	0,007	-	0,0018	-
Кв.олигоклазиты (8)	0,0045	0,0003	0,0025	-
Сред. по плагиигранитам (IOI)	0,0054	0,0002	0,0019	-
Плагиаплиты (2)	0,0037	-	0,0015	-
Плагиипегматиты (6)	0,0017	-	0,0013	-
<u>Габбровый комплекс</u>				
Габбро (лусагахский тип) (29)	0,010	0,0007	0,0015	<0,0001
Габбро (варденисский тип) (3)	0,007	0,0003	0,0020	0,0001
<u>Гранито-гнейсовый комплекс</u>				
Гнейсы (IO)	0,012	0,0005	0,0015	0,0001
Лейкограниты, гранито-гнейсы (53)	0,011	0,0005	0,0015	-
Аплиты (3)	0,006	-	0,0014	-
Пегматит (I)	0,010	0,0006	0,0010	-
<u>Тоналитовый комплекс</u>				
Тоналиты, гранодиориты и др. (30)	0,011	0,0008	0,0022	<0,0001
Жильные граниты (3)	0,009	0,0013	0,0013	<0,0001
Аплиты (3)	0,005	0,0010	0,0015	-
Пегматиты (2)	0,002	0,0020	0,0012	-
<u>Малые интрузии</u>				
Диорит-порфириты (I2)	0,018	0,0009	0,0023	<0,0001
Керсантит (I)	0,018	0,0024	0,0010	-?
Гранодиорит-порфиры (IO)	0,011	0,0024	0,0017	<0,0001
Кларк кислых пород	0,02	0,002	0,0020	0,00014
Кларк основных пород	0,01	0,002	0,0018	0,00015

зуются цирконий, ниобий, галлий и германий, содержания которых по интрузивным комплексам приведены в табл. 31.

В плагิโอгранитном комплексе содержание циркония, при значительных его колебаниях, в целом ближе к кларку основных пород, нежели кислых; такая же картина наблюдается для ниобия при его более равномерном распределении по разновидностям пород. Концентрация галлия соответствует его кларку, будучи несколько занижена в жильных отщеплениях. Германий в породах комплекса выявлен лишь в турмалиновом плагิโอграните.

В габбровом комплексе концентрации редких элементов в породах лусатгхского и варденисского типов относительно друг друга несколько отличны, хотя в целом близки к кларкам основных пород, за исключением ниобия, для которого они сильно занижены (соответственно в три и семь раз).

В гранито-гнейсовом комплексе содержание редких элементов в целом в 2-3 раза занижено по сравнению с кларками кислых пород. Концентрация циркония в лейкогранитах и пегматитах в два раза ниже кларка, но особенно занижена она в аплитах. Наиболее низкие значения установлены для ниобия, содержание которого в лейкогранитах и пегматитах в три-четыре раза меньше кларка. Для галлия в целом отмечается небольшая заниженность концентраций. Содержание германия в породах комплекса ниже чувствительности определения спектрального метода (0,0001%).

В тоналитовом комплексе в той или иной степени отмечается пониженность концентраций редких элементов для всех пород. Концентрация циркония в породах главной интрузивной фазы вдвое ниже кларка кислых пород и более резко уменьшается в жильно-магматических образованиях. Ниобий также установлен в количествах вдвое ниже кларка и лишь в пегматитах его содержание близко кларковое. Концентрация галлия в породах главной интрузивной фазы близкларковое, однако в жильных дифференциатах она несколько падает.

Для малых интрузий, по сравнению с другими магматическими образованиями района, характерно в целом возрастание концентраций редких элементов, особенно сильно проявленное для циркония и ниобия, вследствие чего все они оказываются близки к кларкам соответствующих пород.

Группа металлогенных элементов

Исходя из металлогенических особенностей Апаран-Анкаванского массива, характеризующегося наличием ряда медно-молибденовых, полиметаллических и др. проявлений, особое внимание уделено распределению в различных интрузивных комплексах соответствующих элементов, средние содержания по которым приведены в табл.32.

В плагиигранитном комплексе содержание молибдена по разностям пород (в том числе и жильно-магматических) сильно варьирует, однако, в собственно плагиигранитах, пользующихся наибольшим распространением, его концентрация в шесть раз превышает кларк кислых пород. Содержание меди колеблется в довольно узком интервале, будучи примерно в 1,5 раза меньше кларка; исключением является турмалиновый плагиигранит, в котором его концентрация резко занижена. Количество свинца в главных разностях в три раза меньше кларка кислых пород, еще более снижаясь в турмалиновых плагиигранитах и лейкократовых кварцевых диоритах. Также занижены (примерно в 2 раза) содержания цинка. Из других металлогенных элементов отметим серебро, которое встречается во всех пробах слюдястых и турмалинового плагиигранитов в количестве $5 \cdot 10^{-6}\%$, которое соответствует кларку кислых пород, а в собственно плагиигранитах отмечается изредка, хотя и в тех же концентрациях.

Для жильно-магматических пород в целом поведение элементов этой группы и их концентрации примерно соответствуют собственно плагиигранитам.

Для габбрового комплекса общей характерной особенностью являются близкларковые содержания металлогенных элементов, за исключением молибдена, хотя между разными группами габбро отмечаются различия. Концентрации молибдена в лусатяхском и варденисском типах габбро почти в три раза превышают кларк основных пород. Содержание меди в габбро Лусатяхского интрузива несколько выше, чем в Варденисском выходе, хотя в целом они и близки к средним значениям для основных пород по А.П.Виноградову; также близки к кларку, но в обратных соотношениях, нежели для меди, и концентрации цинка. Значительные различия установлены для свинца, который в Лусатяхских выходах габбро встречается в пониженных (в три раза) содержаниях, в то время как для пород Варде-

Таблица 32

Содержание металлогенных элементов в интрузивных
комплексах Апаран-Анкаванского массива (в %)

П о р о д а	Mo	Cu	Pb	Zn	Sn
<u>Плагиигранитный комплекс</u>					
Плагииграниты (78)	0,0006	0,0013	0,0007	0,0032	-
Плагииграниты слю- дистые (12)	0,0002	0,0011	0,0006	0,0030	-
Плагиигранит турма- линовый (1)	0,0003	0,0002	0,0004	0,0042	-
Кв. диориты лейко- кратовые (2)	0,0001	0,0017	0,0004	0,0042	-
Кв. олигоклазиты (8)	0,0007	0,0014	0,0007	0,0030	-
Сред. по плагии- гранитам (101)	0,0006	0,0013	0,0007	0,0032	-
Плагиаплиты (2)	0,0009	0,0010	0,0003	0,0042	-
Плагипегматиты (6)	0,0003	0,0036	0,0012	0,0040	-
<u>Габбровый комплекс</u>					
Габбро (лусагях- ский тип) (29)	0,0004	0,013	0,0003	0,010	0,0001
Габбро (варденис- ский тип) (3)	0,0003	0,008	0,0007	0,015	0,0001
<u>Гранито-гнейсовый комплекс</u>					
Гнейсы (10)	0,0003	0,0015	0,0015	0,009	0,0013
Лейкограниты, грани- то-гнейсы (53)	0,0002	0,0012	0,0015	0,003	0,0003
Аплиты (3)	-	0,0050	0,0011	-	0,0010
Пегматит (1)	0,0001	0,0008	0,0010	-?	0,0003
<u>Тоналитовый комплекс</u>					
Тоналиты и др. (30)	0,0022	0,0080	0,0006	0,006	0,0001
Жильные граниты (3)	0,0003	0,0023	0,0009	0,002	0,0001
Аплиты (3)	0,0002	0,0004	0,0006	-	-
Пегматиты (2)	0,0009	0,0003	0,0005	-	0,0001
<u>Малые интрузии</u>					
Диорит-порфириды (12)	0,0002	0,008	0,0009	0,011	0,0001
Керсантит (1)	0,00003	0,001	0,0013	0,006	-
Гранодиорит-порфи- ры (10)	0,00013	0,004	0,0009	0,011	-?
Кларк кислых пород	0,0001	0,002	0,002	0,006	0,0003
Кларк основных пород	0,00014	0,010	0,0008	0,013	0,00015

нисского выхода, присущи близкларковые концентрации. Серебро характерно для габбро Варденисского выхода, где оно в количествах $6 \cdot 10^{-6}\%$ встречается во всех пробах, в то время как в породах Лусатского интрузива и отдельных выходов этого участка ее наличие является эпизодическим, а содержания в значениях на пределе чувствительности спектрального определения.

В гранито-гнейсовом комплексе отклонения концентраций металлогенных элементов от средних содержаний для кислых пород в целом небольшие. Молибден в лейкогранитах и гранито-гнейсах встречается в двукратно повышенных концентрациях, а медь и цинк во столько же пониженных. Близкларковыми, хотя и несколько заниженными, концентрациями присутствуют свинец. Олово отмечается в количествах, отвечающих средним содержаниям для кислых пород. Серебро отмечается почти во всех пробах, а ее среднее содержание по комплексу составляет $8 \cdot 10^{-6}\%$, что несколько выше кларка ($5 \cdot 10^{-6}\%$).

В целом же, как это видно из табл. 32, от вмещающих гнейсов, через гранито-гнейсы и лейкограниты, к поздним дифференциатам (аплитам и пегматитам) наблюдается четко выраженное снижение концентраций металлогенных элементов.

По тоналитовому комплексу есть определенные различия в распределении ряда элементов, обусловленные различной ролью интрузивов в локализации оруденения.

Повсеместно по комплексу отмечается значительная обогащенность молибденом, но, если для Анкаванского интрузива его концентрации превышают кларк кислых пород в несколько десятков раз ($0,0032\%$ против $0,0001\%$), то в Миракском — лишь семикратно ($0,0007\%$). Количество вольфрама по комплексу в целом находится ниже чувствительности определения спектрального метода ($0,0008\%$), однако в некоторых пробах (Анкаванское месторождение) его содержание резко возрастает и достигает $0,02\%$, что намного превышает кларковые значения ($1,5 \cdot 10^{-4}\%$). Распределение меди по массивам также резко дифференцировано: в Анкаванском интрузиве его концентрация сильно повышена и в среднем составляет $0,012\%$, а в Миракском — падает до $0,0026\%$, отвечая уже кларковым значениям. Содержание свинца по Анкаванскому интрузиву составляет $0,0007\%$, а по Миракскому — $0,0004\%$, что свидетельствует о более равномерном распределении и в целом по комплексу указывает на его пониженность относительно кларка кислых пород в 3–5 раз. Для цинка, так же как

и свинца, характерно равномерное распределение содержаний по интрузивам (0,0056-0,0060%), но в данном случае они соответствуют средним значениям кислых пород. Серебро в породах комплекса не пользуется повсеместным распространением и встречается в близкларковых концентрациях ($5-8 \cdot 10^{-6}\%$) примерно в половине проб.

В жильно-магматических породах наблюдается четко выраженное снижение концентраций всех металлогенных элементов, опускающихся до нижекларковых, за исключением молибдена.

В малых интрузиях распределение металлогенных элементов сопоставляется со средними (диорит-порфириды и керсантит) и кислыми (гранодиорит-порфир) породами.

Для диорит-порфиритов молибден, медь и цинк встречаются в концентрациях, превышающих кларки в два раза, а свинец - в пониженных (в том же соотношении).

В лампрофите (керсантит) концентрации свинца и цинка являются близкларковыми, а молибдена и меди - в три раза понижены.

В гранодиорит-порфирах молибден встречается в близкларковых концентрациях, медь и цинк - в повышенных (в 2 раза), свинец - в пониженных (в 2 раза).

В целом для интрузивных комплексов выявлены следующие общие закономерности.

Для пород плагиогранитного комплекса концентрации литофильных, металлогенных и редкометалльных элементов резко понижены и в целом ближе к средним содержаниям основных пород, хотя некоторые элементы, особенно сидерофильные, встречаются в количествах, более характерных для кислых пород, проявляя тем самым двойственную природу.

Геохимические особенности пород габбровой формации в основном близки к таковым соответствующих пород, несмотря на некоторые отличия, отмечаемые для разных возрастных групп габброидов.

Для гранито-гнейсового комплекса элементы вышеотмеченных групп, в том числе и типично "гранитные", встречаются в пониженных количествах, за исключением молибдена, отражая геохимические особенности фундамента.

Для тоналитового комплекса характерны пониженные содержания малых петрогенных, редкометалльных и ряда металлогенных элементов, концентрации многих из которых приближаются к кларковым значениям для основных пород.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА МАГМАТИЧЕСКИХ
ОБРАЗОВАНИЙ АПАРАН-АНКАВАНСКОГО МАССИВА

Интрузивные породы Апаран-Анкаванского кристаллического массива относятся к двум отличным типам, связанным с базальтоидным и сиалическим гранитоидным магматизмом, для каждого из которых характерны особенности состава, структуры, геологической позиции и т.д.

Проблема происхождения гранитоидов, являющаяся одной из наиболее сложных и дискуссионных в петрологии, рассмотрена в работах Р.Дэли, Н.Боуэна, А.Н.Заварицкого, Д.С.Коржинского, Г.Д.Афанасьева, Г.Винклера, Г.фон Платена, В.С.Соболева, В.С.Коптева-Дворникова, Ю.А.Кузнецова, Ю.М.Шейнманна, В.П.Петрова, К.Менерта и др. Не останавливаясь на различных гипотезах в пользу магматического или метасоматического генезиса гранитоидов, отметим лишь, что и в первом случае имеются разные точки зрения на место генерации магмы, пути ее транспортировки и т.д. Сложность вопроса заключается и в том, что петрографическое сходство глубинных мобилизаторов и магматических дифференциатов зачастую не позволяет провести четкую границу между "ювенильными" и "палингенными" магматическими породами. В вопрос о природе магмы и условиях ее становления существенные коррективы внесли данные экспериментальных исследований последнего десятилетия (Кадик, Лебедев, Хитаров, 1971 и др.).

Некоторые аспекты этой проблемы, в связи с проявлением гранитоидного магматизма Малого Кавказа, освещены в специальных статьях Г.П.Багдасаряна и К.Г.Шириняна (1963), Г.И.Керимова и Р.Н.Абдуллаева (1964), Р.Л.Мелконяна (1965, 1976), Г.А.Казаряна (1966), С.И.Баласаняна (1966, 1975), В.А.Агамалаяна и др. (1976), А.А.Белова и др. (1976), Б.М.Меликсетяна (1977), в книге коллектива авторов "Магматические и метаморфические формации Армянской ССР" (1981) и др.

Магматические образования Апаран-Анкаванского массива, относящиеся к базальтоидным и гранитоидным типам, характеризуются рядом черт, являющихся отражением места магмообразования, способа транспортировки магмы и вида ее проявления.

По петрохимическим особенностям гранитоиды относятся к ще-

лочно-земельному ряду пород по А.А.Маракушеву (1973), а габброиды обладают несколько повышенной щелочностью. С последними очень сближены вулканогенные образования апаранской свиты, которые, являясь производными базальтоидной магмы, также характеризуются повышенной щелочностью.

В целом для интрузивов габбрового комплекса наблюдается приуроченность к субмарициональным структурам. Близость химических составов и своеобразие петрохимических особенностей вулканитов апаранской свиты и габброидов лусатгяхского типа позволяет с определенной степенью вероятности предположить, что в кембрийское время в связи с растяжением и взламыванием жесткой континентальной коры происходило излияние субщелочных (оливиновых) базальтов, а подготовленные структуры послужили путями для последующего повторного подъема магмы и внедрения интрузивов габбрового комплекса. И для базальтов, и для габброидов характерны повышенная общая щелочность (при резко натровом уклоне), умеренная титанистость, близкие содержания фосфора и т.д., слабая дифференцированность пород, относящихся к субщелочным разностям, отсутствие порфировых структур, свидетельствующие о довольно быстром и безостановочном подъеме магмы, а также сходство геохимических черт отмеченных образований, несомненно указывающих на единый источник магмообразования, находящийся, по-видимому, в верхней мантии.

Как известно, по формационной принадлежности среди гранитоидов выделяются как самостоятельные проявления кислого магматизма (натровая и калиево-натровая ветви), так и ассоциированные с дифференцированными комплексами. Поэтому, несмотря на то, что плагиогранитный магматизм является частью общего гранитоидного, соответствующие образования рассматриваются отдельно, поскольку они отличаются друг от друга не только особенностями состава, но и тектонической позицией, условиями образования и т.д. В этом плане анализ характера магматизма Цахкуняцкого антиклинория позволяет, как это видно далее, рассматривать гранитоиды палингено-анатектического генезиса в качестве специфических образований раннего докембрия (Саранчина, Лыгина, 1974). В связи с последним подчеркнем, что специфика проявления магматических формаций тесно связана с эволюцией крупных структурных элементов, имеющих, как отмечалось еще Ю.А.Кузнецовым (1964), необратимый характер и могущих служить своеобразным критерием в возрастном расчленении

отдельных интрузивных комплексов.

Среди рассматриваемых интрузивных пород гранитоидного состава наиболее древними в Апаран-Анкаванском массиве являются плагиограниты, которые, будучи локализованы исключительно среди образований метаморфической толщи, практически без следов контактового воздействия, слагают, как правило, конформные и реже дискордантные тела, сопровождаемые полями мигматитов. Для плагиогранитов характерны, с одной стороны, весьма слабое развитие жильных отщеплений, представленных аплитами и пегматитами того же состава, а с другой — полное отсутствие в Цахкуняцком антиклинории ассоциирующих с ними основных пород (габброидов). Будучи сравнительно равномерно распределены среди амфиболитов по всей площади их развития, плагиограниты обнаруживают явную связь с пликативными структурами района, при отсутствии таковой с разрывной тектоникой. В связи с последним отметим, что, согласно данным по Уралу и другим регионам, граниты, залегающие в прогибах, тесно связаны с базальтоидным магматизмом, располагаясь среди эффузивов в зонах разрывных нарушений, в то время как граниты зон поднятий преимущественно локализованы среди регионально метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации осадочных и эффузивных пород и, будучи связаны с расплавлением сиала в орогенные этапы, не обнаруживают тесной связи с дизъюнктивными нарушениями (Соболев, 1971; Ферштатер, 1971 и др.).

Отличия между гранитоидами, связанными с базальтоидным и сиалическим магматизмом, проявляются также в особенностях их составов. Сопоставление составов плагиогранитов Апаран-Анкаванского массива со средними составами сиалических и базальтоидных гранитов по Уралу (Ферштатер, 1971; Рапопорт, 1971) указывает на близость распределения ряда корреляционных компонентов (Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 и т.д.) с таковыми для сиалических гранитов, причем обогащение последних согласуется с предположением о возникновении магмы за счет плавления метаморфических пород, богатых алюминием (в некоторых сланцах Цахкуняцкого антиклинория содержание Al_2O_3 , по литературным данным, достигает 20% и более).

В петрохимическом отношении плагиограниты сильно пересыщены глиноземом, обладают пониженной щелочно-известковистостью (при резко натровом характере щелочности), при узком интервале значений индекса дифференциации. Как известно, слабо или не дифференцированные серии, к которым относятся и породы плагиогранитного

комплекса Апаран-Анкаванского массива, характерны для интрузивно-анатектических гранитов; формирование последних происходит в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, подтверждаемое в нашем случае также данными термометрии минералов (по мусковиту и сосуществующему с ним плагиоклазу — 580° , что отвечает условиям амфиболитовой фации и переходу к слабой мигматизации), когда образовавшийся расплав остается на месте или перемещается на некоторое расстояние в процессе анатектического или палингенового гранитообразования. Здесь необходимо подчеркнуть, что при всей неясности многих сторон процесса магмообразования важен факт нахождения магмы в местах своего зарождения в физико-химическом равновесии с вмещающими породами и возможности ее длительного существования без изменений в спокойной тектонической обстановке (Менерт, 1971). Будучи в большой степени зависима от температурных условий и давления места выплавки, магма, состав которой определяется законами фракционного плавления, переводится в более высокие горизонты разными способами. Поскольку в верхах амфиболитовой фации и среди менее метаморфизованных пород возможна лишь интрузивная магма, то продукты ее кристаллизации могут находиться среди материнских пород только в глубокометаморфизованных толщах (низы амфиболитовой фации), испытавших блоковый подъем в результате тектонических подвижек (Менерт, 1971; Петров, 1972, 1976; Буданов, Кучай, 1978 и др.).

Данные по плагиогранитному комплексу Апаран-Анкаванского кристаллического массива в конкретном случае позволяют рассматривать их как результат своеобразной автономной переработки докембрийского фундамента, испытавшей блоковый подъем, в отличие от тех представителей плагиогранитных формаций, формирование которых связывается с кристаллизационной дифференциацией исходной известково-щелочной базальтовой магмы в геосинклинальный этап развития (Кузнецов, 1964; Таусон, 1977; Шинкарев, 1978 и др.). В то же время некоторые петро- и геохимические особенности пород плагиогранитного комплекса, близко отвечающие базальтоидным признакам, свидетельствуют об определенной двойственности природы указанных кислых образований. К числу последних необходимо отнести повышенные концентрации ряда элементов-примесей, особенно литофильных и металлогенных, значения которых во многих случаях близко отвечают кларкам основных пород, что отмечали С.И.Баласанян (1975), Б.М.Меликсетян (1977) и др.

Таким образом, геологическая позиция отдельных тел, их положение в общем развитии магматизма и тектоники, характер магматизма, первичный состав толщ, подвергшихся гранитизации и плавлению, петро- и геохимические особенности пород комплекса позволяют рассматривать плагиограниты Апаран-Айкеванского массива (и Цахкуняцкого горст-антиклинария в целом) как интрузивно-анатектические образования, формирование которых сопровождается широко проявленными процессами палингенеза, анатексиса и мигматизации, при участии интрателлурических восстановительных флюидов, что хорошо согласуется с представлениями по Малому Кавказу в целом (Агамалян и др., 1976; Магматические и метаморфические формации Арм.ССР, 1981).

К проявлениям кислого магматизма относятся также лейкократовые граниты нижнепалеозойского возраста, обладающие калиево-натровым уклоном щелочности. Так же, как и для плагиогранитов, усматривается отчетливая связь гранитоидов с блоками-выступами фундамента, однако в данном случае она проявляется и в приуроченности к субмеридиональным разрывным нарушениям (Белов, Соколов, 1973; Белов и др., 1976). Граниты, относящиеся к щелочноземельному ряду пород и приближающиеся по составу к аляскитам, характеризуются повышенной кремнекислотностью и пересыщенностью глиноземом. Исходя из того важного факта, что лейкограниты уже на начальных фазах внедрения представлены образованиями высокой степени дифференциации, мы можем прийти к следующему выводу - магматический расплав, давший этот ряд пород, является не продуктом далеко зашедшей дифференциации, а представляет результат дифференциального плавления пород близкого состава. Петро- и геохимическая природа лейкогранитов лусакских выходов, с одной стороны, и сходных образований Арзакан-Бжнийского массива, - с другой, свидетельствует о том, что она отражает особенности состава фундамента, который в целом характеризуется пониженным содержанием типичных "гранитных" элементов. Четко прослеживаемые изменения петро- и геохимических особенностей пород от сланцев, через гнейсы к гранитам бжнийского типа, размещенным в пределах нижней гнейсово-кристаллосланцевой серии, свидетельствуют о том, что вмещающие толщи в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (на глубинах порядка 12 км) превращаются в кварц-полевошпат-слюдистые сланцы, затем в более высокотемпературных условиях - в гнейсы, мигматиты и гнейсограниты, а при дальнейшей метаморфической дифференциации, в ус-

ловиях собирательной перекристаллизации и метасоматоза, — в анатектические граниты (Агамалян, 1974; Агамалян и др., 1976; Меликсетян, 1977).

Возрастная оторванность и геологическая позиция лейкогранитов апаранских выходов относительно Арзакан-Бжнийского массива гнейсовидных гранитов предполагает для них несколько иную схему гранитообразования. Становление лейкогранитов происходит в результате внедрения гранитной магмы, генерированной в тех же толщах субстрата, в более высокие горизонты вдоль разрывных нарушений субмеридионального направления в связи с возрождением магматической активности, обусловленного проявлением герцинского орогенеза, отмечаемой и в соседних регионах (Штеклин, 1979; Горохов и др., 1980; Белов и др., 1982 и др.).

Вопросы петрогенезиса тоналитового комплекса Цахкуняцкого антиклинория нельзя рассматривать вне общей проблемы происхождения широко распространенных мезозойских гранитоидов Малого Кавказа, которая довольно детально разработана многими исследователями. Данные, полученные в последние годы (Магматические и метаморфические формации Арм.ССР, 1981), внесли существенный вклад в разработку этого вопроса и позволили в значительной мере более однозначно обосновать формационную принадлежность гранитоидов нижнемелового (неокомского) возраста, в том числе и соответствующих интрузивов Цахкуняцкого антиклинория, в силу чего ограничимся освещением лишь некоторых аспектов этого вопроса.

Всеми исследователями в вопросе формирования интрузивов тоналитовой формации подчеркивается значительная роль как магматической дифференциации, так и процессов ассимиляции и гибридизма. Для этих интрузивов характерна многофазность при отсутствии самостоятельной габброидной фазы, хотя основные разности часто встречаются в качестве фации эндоконтактов. Тесная ассоциация с вулканическими базальт-андезитового состава (толеитовая серия) позволила Р.А.Хореняну (1975), Б.М.Меликсетяну и др. (1976) отнести эти гранитоиды к вулкано-интрузивным сериям толеитового ряда. Вовлечение значительных по объему масс субстрата в процесс магмообразования сказывается в петро- и геохимическом облике пород комплекса, для которых, как отмечалось ранее, характерны резко пониженные содержания типичных "гранитных" элементов, оближающие их с основными породами.

В плане связи магматизма с тектоникой прежде всего следует указать на приуроченность интрузивов тоналитового комплекса к субширотным структурам и, в первую очередь, к зоне Анкаванского глубинного разлома, послужившим путями для подъема магмы в результате тектоно-магматической активизации области, обусловленной мощными орогенными процессами в соседней с Цахкуняцким блоком Севано-Ширакской геотектонической зоне. Здесь же отметим, что "...тенденции исходной, предшествующей гранитообразованию "базальтоидной" специализации прослеживаются во всех титах гранитоидов Малого Кавказа, что обусловлено фемическо-сиалическим типом активизации" (Меликсетян, 1977, стр.74).

О термобарических условиях формирования интрузивов тоналитового комплекса свидетельствуют особенности распределения некоторых петрогенных элементов в сосуществующих минералах (роговая обманка, биотит) и данные гомогенизации расплавных включений, согласно которым они отвечают палеотемпературам примерно 900°C и давлению до 3 кбар (Мелконян, Хоренян, Чибухчян, 1984), что соответствует представлениям о принадлежности пород указанной формации к гипабиссальным известково-щелочным сериям базитового ряда.

Таким образом, для рассмотренных интрузивных комплексов отмечается закономерность, заключающаяся в том, что явно выраженная геохимическая дифференциация, наблюдаемая в гранитоидах различного типа, "... возможно, свидетельствует о ведущей роли в петрогенезисе гранитов габбро-гранитоидных комплексов мантийных источников, а для анатектических гранитов - процессов повторной гранитизации сиалического субстрата бжнийского типа" (Магматические и метаморфические формации Армянской ССР, 1981, стр.275). В то же время анализ особенностей проявления самостоятельного и ассоциированного кислого магматизма указывает на отсутствие достаточно четких критериев для выделения "ювенильных" и "палингенных" гранитоидов, вследствие чего, как для рассматриваемого района, так и складчатой области Малого Кавказа в целом (Агамалян и др., 1976), предполагается тесная связь между этими двумя типами магмообразования, обусловленного едиными магмогенерирующими процессами.

Для дайковой серии диорит-порфиров, включенных в состав малых интрузий, существует заметный временной отрыв от интрузивов тоналитового комплекса и, по данным Р.А.Хоренян (1975), они рассматриваются как производные самостоятельного магматического оча-

1 га, расположенного в пределах базальтового слоя. В пользу последнего свидетельствует также более магнезиальный характер роговых обманок из диорит-порфиров по сравнению с тоналаитами, установленный для этих жильно-магматических образований, прорывающих породы Анкаванского и Такарлинского интрузивов.

Формирование же гранит-порфиров связывается с одним из наиболее поздних этапов тектоно-магматической активизации, в результате которой гранитоидная магма повторно генерировалась из гранитно-метаморфического субстрата при определенной роли жвещивных агентов гранитизации (Меликсетян, 1977).

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ
АПАРАН-АНКАВАНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

В пределах Памбакского рудного района, охватывающего южные склоны Памбакского хребта и его Цахкуняцкого отрога, имеется ряд месторождений и рудных проявлений меди, молибдена, золота и др. Наиболее крупными являются Анкаванское медно-молибденовое, Меградзорское золоторудное, Разданское железорудное месторождения. Интересными являются Сарнахпюрское и Меликгяхское проявления золота и висмута, Ахавнадзорское полиметаллическое проявление.

Наиболее интересная в промышленном отношении рудная минерализация района генетически связывается с гранитоидами.

Данные, полученные по отдельным комплексам Цахкуняцкого антиклинария в результате их формационного анализа, позволяют высказать некоторые соображения о металлогенической специализации интрузивов и характере связи оруденения с магматизмом.

На основании детального изучения соотношений и развития геологической структуры, магматизма и рудной минерализации многими исследователями (Котляр, 1958; Яковлев, 1960 и др.) было установлено, что гидротермальный процесс развивался после формирования как интрузивов тоналитового комплекса, так и малых интрузий гранит-порфиров, т.е. имеет место лишь пространственная связь, обусловленная последующим развитием структуры района, которая представлена крупными близширотными разломами, осложненными северо-восточными нарушениями. Материал, имеющийся по рудоносным интрузивам тоналитовой формации (Анкаванский, Миракский и т.д.), со всей определенностью свидетельствует о том, что повышенные или пониженные концентрации тех или иных микроэлементов не могут служить критериями для рассмотрения их позитивной или негативной металлогенической специализации. Отсутствие металлогенической специализации в упрощенном понимании этого вопроса подтверждается результатами исследований последних лет не только по Малому Кавказу, но и другим регионам. Поскольку наблюдается значительный временной отрыв рудной минерализации от рудовмещающих интрузивов тоналитовой формации, то мы склоняемся к мнению, высказанному Б.М.Меликсетяном (1977) на основании петролого-геохимической типизации гранитоидов рассматриваемой зоны

Малого Кавказа, о едином, преимущественно глубинном, мантийном источнике металлогенных, а также некоторых других неогерентных элементов, при незначительной роли коровых источников. Сами же интрузивы тоналитовой формации в основном послужили благоприятной вмещающей средой, важнейшая роль которой в формировании минеральных типов гидротермальных рудных месторождений подчеркивалась А.Г.Казаряном (1977).

В пределах рассматриваемой территории, входящей в Памбакский рудный район, находятся Анкаванское месторождение, Сарнахпурское и Медиктхское проявления, а также новое Миракское проявление висмут-золото-полиметаллической минерализации.

Анкаванское медно-молибденовое месторождение детально изучалось В.Н.Котляром (1958), П.Д.Яковлевым (1960), А.И.Карапетяном (1974), Г.О.Пиджяном (1975) и др.

В геологическом строении Анкаванского рудного поля принимают участие различные сланцы с линзами мраморовидных известняков, небольшие тела плагиогранитов, гранитоиды Анкаванского интрузива. Жильно-магматические породы представлены аплитами, пегматитами, крупными дайками гранодиорит- и гранит-порфиоров, лампрофиров.

На месторождении широко развиты дизъюнктивные нарушения, наиболее крупным из которых является Анкаванский разлом, ограничивающий рудный район с севера, и ряд более мелких нарушений. В зоне разлома, имеющего мощность до I км, породы сильно перемяты, брекчированы, окварцованы, каолинизированы.

На месторождении выделяются два этапа минерализации: ранний - скарновый и поздний - гидротермальный. Ранний этап (неоком), связанный с внедрением гранитоидов, сопровождался образованием гранат-эпидот-магнетитовых скарнов. Гидротермальный этап (верхний эоцен-олигоцен, миоцен) начался после внедрения даек порфиоров и лампрофиров.

Детальность изученности месторождения позволяет ограничиться вышеизложенным, отметив здесь лишь то обстоятельство, что возраст гидротермального медно-молибденового и золото-теллурического оруденения и нашими наблюдениями принимается соответственно как верхнеэоцен-олигоценовый и миоценовый.

Миракское проявление висмут-золото-полиметаллической минерализации, расположенное на северо-западных отрогах Цахкуняцкого хребта, приурочено к кварцевым жилам и зонам гидро-

термально измененных пород, локализованных в пределах Миракского гранитоидного массива (Фарамазян, Чибухчян, 1985), сложенно-тоналитами с вариациями от гранодиоритов до кварцевых диоритов.

Зоны гидротермально измененных пород с кварцевыми, кварц-карбонатными прожилками, несущими рудную минерализацию, прослежены в центральной части интрузива и приурочены к определенным тектоническим структурам.

Близширотная система нарушений, проходящая через весь массив, прослежена до скрытия под наносы (в западном направлении), а также фиксируется на восточном склоне отрога. В зоне разлома дайки дислоцированы, а породы интрузива перемяты (глинки трения) и рассланцованы. Разлом имеет широтное простирание (В 90°) и почти вертикальные углы падения.

Другая система нарушений, оперяющая разлом, имеет северо-восточное направление (аз.пад. КВ $125-140^{\circ}$), угол падения $55-60^{\circ}$ и является рудоконтролирующей. К оперяющим трещинам приурочены четко выраженные зоны гидротермально измененных пород мощностью порядка до первых метров. Измененные породы обелены, что является следствием их карбонатизации и окварцевания. В шлифах наблюдается замещение полевых шпатов кварцем, серицитом и карбонатами, а за счет биотита и роговой обманки развивается пирит.

Гидротермальная рудная минерализация представлена тонкими (2-5 мм), иногда обшлюженными прожилками и вкрапленностью кварц-сульфидного, часто с карбонатом, состава, напоминающими минерализованные зоны штокверкового типа.

Минеральный состав кварц-сульфидных прожилков и вкрапленности (по определениям А.С.Фарамазяна), приведен в табл.33. Характер минерализации и состав кварц-сульфидных прожилков повторяется почти во всех зонах. Висмут-золоторудная минерализация является, на наш взгляд, сопровождающей кварц-сульфидную.

Минералы золота и висмута были выявлены при сильных увеличениях в ряде аншлифов. Исследования показали, что минерализация золота представлена, по меньшей мере, в двух генерациях: субмикроскопической ("ранней") и более крупной, так называемой "мелкой" ("поздней").

Субмикроскопическое, возможно и ультрамикроскопическое золото и золотосодержащие минералы устанавливаются в полях метакристаллов пирита, развивающихся по краям гроздьевидных, колло-

Минеральный состав рудных прожилков Миракского проявления

	Гипогенные минералы		Гипергенные минералы
	рудные	жильные	
Главные минералы	Пирит Арсенопирит Галенит Сфалерит Халькопирит Блеклая руда Марказит	Кварц Халцедон Карбонаты	Гидроокислы железа Борнит Ковеллин Церуссит
Редкие минералы	Тетрадимит-теллуридо-висмутит Креннерит-кадаверит Тирротин Самородное золото Алтаит Висмутин		

морфных стяжений мелкозернистых агрегатов пирита. Обычно рядом с оваловидными субмикроскопическими выделениями золота устанавливаются галенит и халькопирит аналогичных размеров и форм. Это золото, по-видимому, приносилось вместе с другими сульфидами в высококонцентрированных гелеподобных растворах, где преобладали железо и сера. После раскристаллизации и перекристаллизации пирита, который развивался по краям колломорфных стяжений, сульфидный агрегат претерпел распад и перегруппировку вещества, в результате чего золото, теллуриды золота и висмута, галенит, халькопирит концентрировались в виде мельчайших оваловидных выделений в полях крупных метакристаллов пирита.

Вторая генерация золота, так называемая "поздняя" образуется также в парагенезисе с полиметаллами (галенитом, сфалеритом, халькопиритом, блеклой рудой), халцедоном, карбонатом из последующих порций гидротермальных растворов. В этом случае полиметаллическая минерализация имеет более широкое распространение, размеры золотинок крупнее, встречается оно в сростаниях с различными сульфидами, хотя в последовательности образования выделяется также после всех сульфидов и возможно одновременно

с теллуридами.

Место и роль арсенопиритовой минерализации в формировании висмут-золоторудной минерализации в настоящее время не установлены из-за недостаточности материала, хотя обильные выделения арсенопирита установлены в нескольких аншлифах в ассоциации с пиритом и полиметаллами.

Минерализация висмута, установленная в аншлифах, представлена редкими выделениями висмута, теллуридами висмута (группа тетрадимита-теллуровисмутита), точная диагностика которых затруднена ввиду их мелких размеров.

Характер и парагенезис рудной минерализации, размеры площади ее распространения позволяют сделать вывод о перспективности описываемого участка гидротермально измененных пород в отношении золотого оруденения.

Следует отметить, что пирит-арсенопирит-полиметаллический минеральный тип с золотом является одним из продуктивных типов формации малоглубинных средне-низкотемпературных золотых руд. В Армении такой тип, в виде отдельной продуктивной стадии минерализации, описан Ш.О.Амиряном на Зодском золоторудном месторождении.

Другой тип - висмут-золото-теллуровый, также встречается в той же формации и описан на Зодском и Меградзорском золоторудных месторождениях (Амирян, 1970 и др.).

Касаясь возраста оруденения, еще раз отметим, что рудоконтролирующие структуры секут не только гранитоиды, но и дайковую серию, представленную диорит-порфиритами, лампрофирами и гранодиорит-порфирами. Поскольку установлена временная близость между рудной минерализацией и внедрением аналогичных жильно-магматических пород на Анкаванском месторождении, отвечающая нижнему олигоцену - 27-35 млн. лет (Багдасарян и др., 1962; Чибухчян, 1966; Багдасарян, Гукасян, Карамян, 1968), то и возраст гидротермального оруденения Мирянского проявления можно считать верхне-олигоценным, скорее всего нижнемиоценовым.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные комплексные геологические, петрографо-минералогические, петро- и геохимические исследования магматических образований Апаран-Анкаванского кристаллического массива (центральная часть Цахкуняцкого антиклинория) позволили внести определенные коррективы в вопросы их геолого-тектонической позиции, возрастного расчленения, петрогенезиса и рудоносности, идентифицировать формационную принадлежность выделенных интрузивных комплексов.

Цахкуняцкий горст-антиклинорий характеризуется "мозаичным" блоковым строением с различным уровнем докембрийского субстрата и спецификой проявления магматизма, обусловленного как местом генерации магмы, так и его связью со структурами области.

В истории геотектонического развития области отмечаются проявления трех крупных тектоно-магматических циклов - байкальского, герцинского и альпийского. В период геосинклинального прогибания, связанного с байкальским тектоно-магматическим циклом, она являлась ареной бурной вулканической и менее широко проявленной интрузивной деятельности, приведшей к излиянию лав преимущественно основного состава и их пирокластов, а также становлению метаморфизованных интрузивов мафит-ультрамафитовой формации. В условиях интенсивных складкообразовательных процессов происходит формирование пород плагиогранитной и гранито-гнейсовой (мigmatит-гранитовой) формаций, затем область в течение длительного периода испытывает геосинклинальное поднятие и платформенный режим развития, претерпев в дальнейшем альпийскую тектоно-магматическую активизацию, в результате чего Цахкуняцкий антиклинорий был разбит на ряд жестких блоков с проявлениями интрузивного магматизма в неокоме, эоцене и олигоцене.

В пределах Апаран-Анкаванского выступа кристаллического массива выделяются следующие разновозрастные и разноформационные интрузивные комплексы: плагиогранитный (кембрий-докембрий?), габбровый (кембрий?), гранито-гнейсовый/мigmatит-гранитовый (девон), тоналитовый (неоком), а также серии жильно-магматических пород, отнесенные к самостоятельным малым интрузиям.

По формационной принадлежности среди гранитоидов выделяют как самостоятельные проявления кислого магматизма (натровая и калиево-натровая ветви), так и ассоциированные с дифференци-

рованными комплексами.

Анализ магматизма Апаран-Анкаванского кристаллического массива и его связь с тектоникой позволяет прийти к следующим выводам:

I. Вулканогенные образования дотуронского возраста, пользующиеся широким распространением в Цахкуняцком антиклинории, представлены двумя сериями (оливиновые базальты и кварцевые толеитовые базальты), отличающимися особенностями минерального состава, структуры, петрохимии, и рассматриваются как проявления разнотипного вулканизма, имевшие место в различных геолого-тектонических условиях.

Вулканиты апаранской свиты (оливиновые базальты) на основании общегеологических построений и факта их прорыва радиогеохронологически датированными лейкогранитами (370 ± 15 млн. лет), в отличие от мезозойских вулканогенно-осадочных пород северо-западной части антиклинория, нами предположительно рассматриваются как нижнепалеозойские (средний кембрий?) образования.

Вулканогенные породы апаранской свиты, представленные относительно слабо дифференцированными базальтоидами субщелочного ряда (петрохимические группы "базальт-щелочной базальт"), имеют большое петрохимическое сходство с габбро Лусатюхского интрузива. Базальты и габбро характеризуются несколько повышенной общей щелочностью (резко натрового уклона), умеренной титанистостью, слабой дифференцированностью, связью с магмоконтролирующими структурами близмеридионального направления, а также сходством геохимических черт, что указывает на единый для них и, по-видимому, мантийный источник магмообразования.

Вулканогенные образования северо-западной части Цахкуняцкого антиклинория, для которых наблюдается тесная пространственная приуроченность к одним и тем же магмоконтролирующим структурам, что и для интрузивов тоналитовой формации, при принадлежности обоих к щелочноземельному ряду и большом сходстве петро- и геохимических черт, рассматриваются в составе самостоятельного верхнеюрского-нижнемелового вулкано-интрузивного комплекса (Хоренян, 1975).

2. К наиболее ранним проявлениям натровой ветви кислого интрузивного магматизма относятся породы плагиогранитного комплекса, обнаруживающие тесную связь с пликативными структурами области и локализованные исключительно среди образований метаморфи-

ческой толщи.

Плагииграниты, представленные недифференцированной серией, в петрохимическом отношении характеризуются сильной пересыщенностью глиноземом, обладают несколько пониженной для данного типа пород кремнекислотностью и резко натровой щелочностью. Петрологический анализ позволяет рассматривать их как результат своеобразной автономной переработки фундамента, испытавшего блоковый подъем, и отнести к интрузивно-анатектическим образованиям, формирование которых сопровождалось широко проявленным процессом палингенеза (в условиях амфиболитовой фации и перехода к слабой мигматизации — 580°C), при участии интрателлурических растворов, поступающих из источников, связанных с базальтовым слоем.

3. Проявления калиево-натровой ветви кислого интрузивного магматизма представлены породами гранито-гнейсового (мигматит-гранитового) комплекса, которые приурочены к блокам-выступам фундамента при отчетливо выраженной связи с субмеридиональными разрывными нарушениями. Возраст этих образований на основании геологических и радиогеохронологических (370 ± 15 млн. лет) данных определяется по меньшей мере как девонский. Граниты, приближающиеся по составу к аляскитам, относятся к щелочноземельному ряду и характеризуются повышенной кремнекислотностью и пересыщенностью глиноземом. Породы комплекса уже на начальных фазах внедрения представлены образованиями высокой степени дифференциации, являющейся следствием того, что магматический расплав, давший этот ряд, представляет результат дифференциального плавления пород близкого состава (гнейсово-парасланцевые блоки фундамента); внедрены они в более высокие горизонты вдоль разрывных нарушений субмеридионального направления в связи с возрождением магматической активности, обусловленной проявлением герцинского орогенеза.

4. В формировании интрузивов нижнемелового тоналитового комплекса, тесно ассоциированного с вулканитами базальт-андезитового состава, при их определенной дифференцированности значительную роль играют процессы ассимиляции. Анализ петро- и геохимических особенностей пород комплекса свидетельствует о базальтоидном происхождении внедрившейся магмы и вовлечении в процесс магмообразования значительных масс субстрата.

5. Дайки и мелкие штокообразные тела диорит-порфиритов, лампрофиров, гранодиорит- и гранит-порфиров характеризуются специфической геолого-тектонической позиции (отсутствие тесной простран-

венной связи с интрузивными комплексами Апаран-Анкаванского кристаллического массива, значительная оторванность от времени их формирования и т.д.) и выделяются в соответствующие группы в составе комплекса самостоятельных малых интрузий.

6. По петрохимическим особенностям магматические образования Цахкуняцкого антиклинория относятся к щелочноземельному ряду пород, при этом габброиды и вулканогенные образования апаранской свиты обладают несколько повышенной щелочностью, отличаясь друг от друга направлением эволюции, которая ведет к образованию субщелочных разностей для базальтоидной группы и нормальных по щелочности средних и кислых пород в гранитоидной.

В интрузивных комплексах и отдельных вулканогенных сериях от ранних членов к поздним отмечается увеличение кремнекислотности, повышение содержаний щелочных алюмосиликатов и уменьшение полевошпатовой извести и железо-магнезиальных компонентов, хотя характер и темп изменений в каждом отдельном случае различен и имеет свою специфику (натровый характер щелочности оливиновых базальтов апаранской свиты, а также пород плагиогранитного комплекса и калиево-натровый характер щелочности с калиевым уклоном для поздних дифференциатов мигматит-гранитового (гранито-гнейсового) и тоналитового интрузивных комплексов и мезозойских вулканитов СЗ части антиклинория и т.д.).

От древних комплексов к молодым происходит уменьшение относительной щелочности пород при одновременном повышении роли K_2O в сумме щелочных алюмосиликатов.

7. Установлены изменения состава и структурного состояния минералов от древних интрузивов к молодым:

- в плагиоклазах увеличивается степень упорядоченности от плагиогранитов и лейкогранитов докембрий-нижнепалеозойского возраста (0,8-1,0) к верхнеэоцен-нижеолигоценовым малым интрузиям (0,1-0,3);

- калинатровые полевые шпаты в докембрий-нижнепалеозойских породах (гранито-гнейсы/мигматит-граниты) характеризуются триклинной ориентировкой и высокой упорядоченностью (решетчатый максимальный микроклин с большими углами оптических осей), а в молодых - сближенностью к моноклинной симметрии и промежуточными значениями упорядоченности (промежуточные и высокие ортоклазы с микропертитовым строением и умеренными величинами углов оптических осей);

- закономерное уменьшение степени упорядоченности полевых

шпатов (плагиоклазов и каликатровых полевых шпатов) от древних интрузивов к молодым может служить дополнительным критерием для относительного возрастного расчленения интрузивных комплексов;

- амфиболы, относящиеся к кальциевым роговым обманкам с несколько повышенной глиноземистостью, характеризуются высокой магнезиальностью в породах древних интрузивных комплексов, уменьшающейся в ряду молодых магматических образований; железистость амфиболов в жильно-магматических образованиях, встречающихся в пределах массивов (группа диорит-порфиритов), но выделенных в комплекс самостоятельных малых интрузий, несколько снижается, что, наряду с другими фактами, также свидетельствует о разных источниках магмообразования;

- моноклинные пироксены в интрузивных комплексах представлены авгитами, близкими к диопсид-салитам, в которых содержание магния ортопироксеновой фазы и распределение алюминия в тетраэдрической позиции минерала находится в тесной связи с составом и возрастом материнских пород, закономерно уменьшаясь от древних образований к молодым (содержание ортопироксеновой фазы и распределение Al^{IV} в пироксенах из габброидов составляет соответственно 15,5-16 и 5-5,5% - для дотуронских пород и 9-10,5 и 2,5-3,5% - для эоценовых, резко уменьшаясь в гранитоидах - 5-6 и 0,5-1,0%);

- мусковиты, широко распространенные в слюдистых сланцах и плагиигранитах, представлены умеренно железистыми ($f = 0,33-0,6$) гидромусковитами, в которых резко изменяются содержания парагонитовой составляющей в зависимости от типа материнских пород (в слюдистых сланцах - 11,4-12,4%, а в слюдистых плагиигранитах - 17,9%); последнее, наряду с результатами рентгенометрических исследований, позволило определить температуры кристаллизации минерала, по которым формирование пород метаморфического комплекса соответствует условиям амфиболитовой фации (450-500°C), а плагиигранитного комплекса - условиям амфиболитовой фации и переходу к слабой мигматизации (580°C), что хорошо согласуется с ранее выделенными фациями метаморфизма пород кристаллического субстрата (Агамаян, 1970);

- биотиты во всех магматических образованиях обладают высокой магнезиальностью ($Mg:Fe = 1,73-2,27$), повышенной титанистостью и относятся к промежуточному типу в ряду истонит-сидерофилит → флогопит-аннит с отчетливо наблюдаемым увеличением щелочности от нижнемеловых тоналитов к нижнеолигоценым гранодиорит-

порфирам.

8. Интрузивные комплексы Апаран-Анкаванского кристаллического массива в целом характеризуются пониженными концентрациями литофильных, металлогенных и редкометалльных элементов, особенно четко проявленными для кислых (гранитоидных) пород.

9. Гидротермальная рудная минерализация в пределах Апаран-Анкаванского кристаллического массива проявляется также после формирования комплекса малых интрузий, которая имеет, по-видимому, верхнеолигоцен-нижнемиоценовый возраст и контролируется крупными близширотными разломами, осложненными северо-восточными нарушениями. Рудовмещающие интрузивы тоналитового комплекса (Анкаванский, Миракский массивы) в целом характеризуются отсутствием металоогенической специализации и выступают лишь в роли литологического контроля оруденения.

Анализ имеющихся, а также литературных данных свидетельствует скорее всего о едином и глубинном, мантийном источнике металлогенных элементов, при незначительной роли коровых источников.

Установленная в пределах Миракского интрузива минерализация представлена пирит-арсенопирит-полиметаллическим и висмут-золото-теллуровым типами. Наличие системы разрывных нарушений, контролирующих оруденения, в полосе между Миракским и Анкаванским массивами, где отмечаются небольшие зоны гидротермально измененных вулканитов, позволяет предполагать перспективность этой территории и рекомендовать проведение на ней специальных геолого-геофизических исследований.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Абдуллаев Р.Н., Багдасарян Г.П. и др. - Материалы к геохронологии Кавказа. Тр.ХУ сессии Комиссии по опред.абс.возр.геол.формаций. "Наука", М., 1970.
- Агамалян В.А. Геология и петрология сланцевого комплекса Арзаканского кристаллического массива (Арм.ССР). Автореф.канд.дисс., МГУ, 1970.
- Агамалян В.А. - Докембрий-нижний палеозой. "Геология Арм.ССР", т.5, "Литология". Изд.АН Арм.ССР, Ереван, 1974.
- Агамалян В.А. - Древние метаморфические комплексы территории Армянской ССР и их тектоническое положение. "Матер.докл.2-го рег. петрограф.совещ.по Кавказу, Крыму и Карпатам. Ереван, 1973." Тбилиси, 1978.
- Агамалян В.А., Багдасарян Г.П., Джрбашян Р.Т., Медиксетян Б.М., Мелконян Р.Л., Мнацаканян А.Х. Особенности проявления кислого магматизма в истории геологического развития Малого Кавказа. "Материалы к У Всес.петрограф.совещ., т.2, Магматизм и эндогенное рудообразование", Алма-Ата, 1976.
- Агамалян В.А., Асланян А.Т., Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. Области ассинтской и герцинской консолидаций в кристаллическом основании структурно-формационных зон территорий Арм.ССР. Тез.докл. по проекту № 5 МПГК "Корреляция доварисских и варисских событий в Альпийско-Средиземноморском горном поясе", 1982.
- Амирян Ш.О. К условиям образования Меградзорского золоторудного месторождения. В сб.: "Вопросы магматизма, рудообразования и минералогии Армянской ССР". Изд.Ереванского университета, Ереван, 1970.
- Аракелян Р.А. Стратиграфия древнего метаморфического комплекса Армении. "Изв.АН Арм.ССР, сер.геол. и географ.наук" № 5-6, 1957.
- Аракелян Р.А. История нижнепалеозойского магматизма Армении. "Зап. Арм.отд.ВМО", вып.1, 1959.
- Арутюнян А.Р. Основные черты тектонического строения и рудоносности южной части Севано-Ширакского синклинория. "Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле", т.17, № 6, 1964.
- Асланян А.Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, Ереван, 1958.
- Асланян А.Т. Тектоника. В кн.: "Геология СССР, т.18, Армянская ССР", "Недра", М., 1970.
- Асланян А.Т., Вегуни А.Т., Никольский Ю.И., Сироткина Т.Н. Основные черты тектоники Армянской ССР в свете новых геолого-геофизических данных. "Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле", № 6, 1975.
- Асланян А.Т., Аракелян Р.А., Арутюнян А.Р., Вегуни А.Т., Оганесян Дж.А., Сатиан М.А. Геология Армянской ССР в свете новейших представлений. "Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле", № 1, 1978.

Афанасьев Г.Д., Абдуллаев Р.Н., Багдасарян Г.П., Кнорре К.Г., Ру-
бинштейн М.И., Студениникова З.В. Итоги геохронологических ис-
следований магматических горных пород Кавказа. "Материалы XXI
Межд.геол.конгресса. Пробл.3", Изд.АН СССР, М., 1960.

Багдасарян Г.П. Новые данные о возрасте некоторых интрузивных мас-
сивов Армении. ДАН Арм.ССР, т.28, № 2, 1959.

Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х. О возрасте палеозойских интрузий
Армянской ССР. "Изв.АН Арм.ССР, сер.геол. и геогр.наук", т.14,
№ 4, 1961.

Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Асланян А.М., Карапетян Г.А., Даш-
тоян Г.Г., Мкртчян Д.Г., Тер-Григорян С.И., Чаталян С.Г. Ито-
ги определения абсолютного возраста отдельных магматических
комплексов Армянской ССР. "Тр.Х сессии Комиссии по опред.абс.
возр.геол.формаций", Изд.АН СССР, М., 1962.

Багдасарян Г.П., Ширинян К.Г. К генезису изверженных горных пород
на примере изучения глубинного и эффузивного магматизма Арме-
нии. В сб.: "Проблемы магмы и генезиса изверженных горных по-
род", Изд.АН СССР, М., 1963.

Багдасарян Г.П., Чибухчян З.О. К петрографии и условиям образова-
ния Лермонтовского габбрового интрузива. "Зап.Арм.отд.ВМО", вып.
2, Изд.АН Арм.ССР, Ереван, 1963.

Багдасарян Г.П., Абовян С.Б., Казарян Г.А., Малхасян Э.Г., Мелик-
сетян Б.М. Основные черты интрузивного магматизма Армении.Тру-
ды ИГН АН Арм.ССР, Изд.АН Арм.ССР, Ереван, 1963.

Багдасарян Г.П. Интрузивные породы Базумо-Памбакской области.
"Геол.Арм.ССР, т.3, Петрография. Интрузивные породы". Изд.АН
Арм.ССР, Ереван, 1966.

Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Карамян К.А. О возрасте рудных
формаций Армянской ССР. "Изв.АН Арм.ССР, сер.геол.", № 8, 1968.

Багдасарян Г.П., Абовян С.Б., Агамалян В.А., Баласанян С.И., Джрба-
шян Р.Т., Казарян Г.А., Малхасян Э.Г., Меликсетян Б.М., Мелко-
нян Р.Л., Минацаканян А.Х., Чибухчян З.О. Магматические формации
Армянской ССР и связанные с ними полезные ископаемые. В сб.:
"Магматизм, формации кристалл.пород и глубины Земли" (Тр.ІУ
Всес.петрограф.совещ., т.П). "Наука", 1972.

Багдасарян Г.П., Абовян С.Б., Агамалян В.А., Баласанян С.И., Гука-
сян Р.Х., Джрбашян Р.Т., Казарян Г.А., Малхасян Э.Г., Меликсе-
тян Б.М., Мелконян Р.Л., Минацаканян А.Х., Чибухчян З.О. Форма-
ционное расчленение магматических комплексов Армянской ССР. В
сб.: "Магматизм и металогеология Арм.ССР" (Зап.Арм.отд.ВМО, вып.?),
Изд.АН Арм.ССР, Ереван, 1974.

Багдасарян Г.П., Чибухчян З.О. Основные петро-геохронологические
особенности домеловых ультраосновных, основных и плагиогранито-
вых интрузивов Дашкуняцкого антиклинория. "Изв.АН Арм.ССР, Нау-
ки о Земле", № 1, 1976.

- Багдасарян Г.П. Основные этапы развития интрузивного магматизма территории Армянской ССР. "Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле", № 4-5, 1977.
- Багдасарян Г.П., Гукасян Р.Х., Чибухчян З.О. К вопросу возрастного расчленения древних магматических образований Апаран-Анаванского кристаллического массива. "Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле", № 5, 1984.
- Баласанян С.И. К вопросу о происхождении гранитоидов (на примере Армянской ССР). "Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле", № 1-2, 1966.
- Баласанян С.И. Основные черты магматизма Армении. Изд. "Митк", Ереван, 1968.
- Баласанян С.И. Магматические формации Армянской ССР. Изд. Ереванского университета, Ереван, 1975.
- Белов А.А. К истории тектонического развития северной окраины Иранской эпибайкальской субплатформы на Малом Кавказе. "Изв. АН СССР, сер. геол.", № 10, 1968.
- Белов А.А., Соколов С.Д., Реликты мезозойской океанической коры среди кристаллических комплексов Мисханского массива Армении. "Сов. геология", № 8, 1973.
- Белов А.А., Книппер А.Л., Руженцев С.В. Историко-тектоническая и структурная интерпретация гранито-гнейсовых массивов альпийской складчатой области. В кн.: "Тектоника срединных массивов" "Наука", М., 1976.
- Белов А.А., Моссакровский А.А., Соколов С.Д. и др. Позднепалеозойско-раннемезозойское развитие Средиземноморско-Центрально-Азиатской ветви Тетиса (палинспастические реконструкции). В сб.: "Проблемы геодинамики Кавказа", "Наука", М., 1982.
- Борнеман-Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов. "Наука", М., 1964.
- Буданов В.И., Кучай В.К. Связь гранитоидных массивов с выступами докембрийского кристаллического фундамента (на примере Памира) ДАН СССР, 238, № 5, 1978.
- Винклер Г. Генезис метаморфических пород. "Мир", М., 1969.
- Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. "Геохимия", № 7, 1962.
- Волчанская И.К., Джрбашян Р.Т., Меликсетян Б.М., Саркисян О.А., Фаворская М.А. Блочное строение северо-западной Армении и особенности размещения магматизма и рудных проявлений. "Сов. геология", № 8, 1971.
- Габриелян А.А. О связи магматизма и тектоники. "Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле", т.17, № 5, 1964.

Габриелян А.А., Багдасарян Г.П., Джрбашян Р.Т., Карапетян К.И., Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л., Мнацаканян А.Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. "Изв.АН Арм.ССР. Науки о Земле", т.21, № 1-2, 1968.

Габриелян А.А., Адамян А.И., Акопян В.Т., Арзуманян С.К., Вегуни А.Т., Саркисян О.А., Симонян Г.П. Тектоническая карта и карта интрузивных формаций Армянской ССР. Изд. "Митк", Ереван, 1968.

Габриелян А.А. Положение Армении в тектонической структуре Кавказско-Анатолийско-Иранского сегмента альпийской складчатой области. "Изв.АН Арм.ССР. Науки о Земле", № 3, 1970.

Габриелян А.А. Геотектоническое районирование территории Армянской ССР. "Изв.АН Арм.ССР. Науки о Земле", № 4, 1974.

Гинзбург И.В. Диагностика пироксенов и амфиболов по их дебаэграмме и ее петрогенетическое значение. В сб. "Физ.-хим. условия магматизма и метасоматоза". "Наука", М., 1964.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. В кн.: "Петрология верхней мантии", "Мир", М., 1968.

Горохов И.М., Рубинштейн М.М. и др. Применение Rb/Sr метода для датирования некоторых докембрийских пород Грузии. В сб. "Геохронология Восточно-Европейской платформы и сочленения Кавказо-Кавказской системы". "Наука", М., 1978.

Джрбашян Р.Т., Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л. О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла (Армянская ССР). "Изв.АН Арм.ССР. Науки о Земле", № 4, 1967.

Джрбашян Р.Т., Меликсетян Б.М., Мелконян Р.Л. Некоторые закономерности взаимосвязи тектоники и магматизма Альпийской геосинклинальной области Антикавказа (Армянская ССР). В сб. "Магматизм и металлогения Арм.ССР", Изд.АН Арм.ССР, Ереван, 1972.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Том 1, "Мир", М., 1965; т.2, "Мир", М., 1965; т.3, "Мир", М., 1966.

Епремян П.Л. Некоторые геолого-тектонические особенности зоны сочленения Анкаванского антиклинория и Памбакского синклинория. "Изв.АН Арм.ССР. Науки о Земле", № 2, 1964.

Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. Изд.АН СССР, М., 1956.

Иодер Х.С. Вопросы геологии и минералогии слюд. Изд.ИЛ, М., 1965.

Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Воды в магматических расплавах. "Наука", М., 1971.

Казарян А.Г. Вмещающая среда как важнейший фактор формирования минеральных типов гидротермальных рудных месторождений. "Изв.АН СССР. Сер.геол." № 9, 1977.

Казарян Г.А. К вопросу происхождения плагиогранитов (на примере

- Малого Кавказа). В сб.: "Вопросы минералогии и петрографии Арм.ССР", Изд.АН Арм.ССР, Ереван, 1966.
- Казарян Г.А., Баласанян С.И., Чибухчян З.О. Интрузивные породы армянской части Сомхето-Карабахской зоны. "Геология Арм.ССР, т.3, Петрография. Интрузивные породы", Изд.АН Арм.ССР, Ереван, 1966.
- Карапетян А.И. О возрасте и рудоносности Дахнашатской (Такарлинской) интрузии Памбакского рудного района Армянской ССР. ДАН Арм.ССР, т.46, № 4, 1968.
- Карапетян А.И. Рудные формации Раздан-Анкаванской зоны и некоторые вопросы ее эндогенной металлогении. В сб.: "Магматизм и металлогения Армянской ССР (Зап.Арм.отд.ВМО, вып.7)", Изд. АН Арм.ССР, 1974.
- Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. "Недра", М., 1975.
- Котляр В.Н. О возрастном расчленении интрузивов Малого Кавказа. "Зап.минералог.об-ва", ч.69, вып.2-3, 1940.
- Котляр В.Н. Памбак (геология, интрузивы, металлогения). Изд. АН Арм.ССР, Ереван, 1958.
- Котов Н.В., Милькевич Р.И., Турченко С.И. Палеотермометрия мусковитсодержащих пород по данным рентгеновского и химического изучения мусковитов. ДАН СССР, 184, № 5, 1969.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. "Недра", М., 1964.
- Куплетский Б.М. Количественно-минералогическая классификация лампрофиров и их генезис. "Изв.АН СССР, сер.геол.", № 5, 1944.
- Магматические и метаморфические формации Армянской ССР (колл. авторов, ответ.ред.И.Г.Магакьян). Изд.АН Арм.ССР, Ереван, 1981.
- Маракушев А.А., Тарарин И.А. О глубинности формирования гранитоидов. В сб.: "Петрограф.формации и проблемы петрогенезиса", "Наука", 1964.
- Маракушев А.А. Петрохимическая систематика изверженных и метаморфических пород. "Изв.Высш.учеб.завед. Геология и разведка", № 8, 1973.
- Маракушев А.А. Проблема спилитов. "Геология и геофизика", № 9, 1975.
- Марфуни А.С. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр.ИГЕМ АН СССР, вып.78, 1962.
- Медиксетян Б.М., Архипов Б.К., Капралов Г.П., Мещерякова В.Б. Особенности тектоно-магматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения в южной части Малого Кав-

каза (сообщение 1). "Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле", № 6, 1975; (сообщение 2), "Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле", № 1, 1976.

Меликсетян Б.М. Петрология, минералогия и геохимия интрузий порфировидных гранитоидов Центральной Армении и их металлогеническая роль. В сб.: "Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Арм. ССР". Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1976.

Меликсетян Б.М. Петролого-геохимические типы гранитоидов Памбак-Зангезурской зоны Малого Кавказа. "Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле", т. 30, № 4-5, 1977.

Мелконян Р.Л. К вопросу о генезисе плагиогранитов и трондjemитов (на примере Алавердского района). "Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле", т. 18, № 6, 1965.

Мелконян Р.Л. Петрология, минералогия и геохимия интрузивных комплексов Алавердского рудного района. В сб.: "Петрология и геохимия интрузивных комплексов некоторых рудных районов Арм. ССР". Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1976.

Мелконян Р.Л., Хоренян Р.А., Чибухчян З.О. К вопросу о термобарических условиях образования пород тоналитовой формации Армянской ССР. "Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле", № 6, 1984.

Менерт К. Мигматиты и происхождение гранитов. "Мир", М., 1971.

Мкртчян С.С., Паффенгольц К.Н., Хачатурян Э.А. Алавердский рудный район. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1968.

Назарян А.Е. Краткий очерк геологии, тектоники и истории тектонического развития Цахкуняцкого хребта. "Уч. записки Ереванского гос. ун-та", т. 99, Ереван, 1965.

Назарян А.Е. Стратиграфия. Верхний протерозой-кембрий (?). В кн.: "Геология СССР, т. 43, Армянская ССР. Геологическое описание", "Недра", М., 1970.

Оптические и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. "Наука", М., 1967.

Паффенгольц К.Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1959.

Паффенгольц К.Н. Альпийская складчатая область. В кн.: "Геологическое строение СССР, т. 3, Магматизм", "Недра", М., 1968.

Паффенгольц К.Н. Очерк магматизма и металлогении Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1970.

Петров В.П. Магма и генезис магматических горных пород. "Недра", М., 1972.

Петров В.П. Проблемы и задачи современной петрографии. В сб.: "Актуальные вопросы соврем. петрографии", "Наука", М., 1974.

- Петров В.П. О некоторых важнейших задачах современной петрографии (в связи с дискуссиями на 2-ом Казахстанском петрографическом совещании). В сб.: "Магматич. и метаморфич. комплексы Казахстана", ч. I, "Наука", Алма-Ата, 1976.
- Пиджян Г.О. Медно-молибденовая формация руд Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, Ереван, 1975.
- Рапопорт М.С. К характеристике плагиогранитов Шиловско-Коневского района. В сб.: "Магмат. формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. П-го Уральского петрограф. совещ., т. IУ", Свердловск, 1972.
- Ритман А. Вулканы и их деятельность. "Мир", 1964.
- Румянцева Н.А. Типы базальтовых ассоциаций Урала и вопросы их петрогенезиса. В кн.: "Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геолог. истории Урала". Свердловск, 1974.
- Румянцева Н.А. Титан, калий и фосфор в базальтах Урала. В сб.: "Базитовые ассоциации" (Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. I90), Л., 1979.
- Саркисян О.А. История тектонического развития Севано-Ширакской интрагеосинклинали в мезозое и кайнозое. "Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка", № I, 1964.
- Саранчина Г.М., Лыгина В.В. Гранитоиды палингенного (анатектического) генезиса - специфические образования раннего докембрия. В кн.: "Пробл. докембрийского магматизма. Тр. I сессии", "Наука", Л., 1974.
- Соболев В.С. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. ун-верс., 1949.
- Соболев И.Д. Общий обзор интрузивного гранитного магматизма Урала. "Магм. формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. П-го Уральск. петрограф. совещ., т. IУ", Свердловск, 1971.
- Соболев Р.Н. К вопросу о генезисе плагиогранитов. "Вестн. МГУ, сер. биол., почвовед., геологии и географии", № 2, 1958.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. Изд. ИЛ, М., 1961.
- Усенко И.С., Орса В.И., Щербаков И.Б., Щербакова Т.Г. О минералого-геохимических критериях связи гранитоидов с субстратом. "Материалы У Всес. петрограф. совещ., т. I. Проблемы петрологии", Алма-Ата, 1976.
- Фарамазян А.С., Чибухян З.О. О золоторудной минерализации в Миракском интрузивном массиве (Армянской ССР). "Изв. АН Арм. ССР, Науки о Земле", № 5, 1985.
- Ферштатер Г.Б. Состав и структура гранитов южного и среднего Урала как показатели условий их формирования. "Магмат. формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. П. Уральск. петрограф. совещ., IУ", Свердловск, 1971.

- Хаин В.Е., Кац А.Г., Селицкий А.Г., Славин В.И., Онуфриюк Т.П., Тектоническое районирование и основные черты современной структуры альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока. Статьи 1 и 2. "Изв.Высш.учебн.завед., Геология и разведка", № 3, (статья 1) и № 4 (статья 2), 1973.
- Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР (колл.авторов, отв.ред.Г.П.Багдасарян). Изд.АН Арм.ССР, Ереван, 1962.
- Хоренян Р.А. К геологии Гехаротского интрузива. ДАН Арм.ССР, т.58, № 5, 1974.
- Хоренян Р.А. Геология и петрография мезозойских магматических образований Спитакского района. "Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле", т.28, № 3, 1975.
- Хоренян Р.А. Мезозойский магматизм Цахкуняцкого хребта. Изд.АН Арм.ССР, Ереван, 1982.
- Чибухчян З.О. Некоторые итоги определения абсолютного возраста интрузивных комплексов дисперсионным методом (на примере интрузивов Центральной складчатой зоны Армении). "Изв.АН Арм.ССР, Науки о Земле", т.19, № 6, 1966.
- Шинкарев Н.Ф. Происхождение магматических формаций. "Недра", Л., 1978.
- Шипулин Ф.К. О самостоятельных малых интрузиях. В сб. "Магматич. формации", "Наука", М., 1964.
- Штеклин И. Древняя континентальная окраина в Иране. В сб. "Геология континентальных окраин, т.3", "Мир", 1979.
- Яковлев П.Д. Структура Анкаванского (Мисханского) медно-молибденового штокверкового месторождения. "Сов.геология", № 12, 1960.
- Borley G., Frost M.T. Some observations on igneous ferrohasting-sites. "Mineral. Mag.", 33, N 263, 1963.
- Bown M.G., Gay P. The identification of oriented inclusions in pyroxene crystals. "Amer. Mineral.", v.44, N 5-6, 1959.
- Bown M.G., Gay P. An x-ray study of exsolution phenomena in the skaeergard pyroxenes. "Mineral. Mag.", v.32, N 248, 1960.
- De Vore G.W. The association of strongle polarizing cations with weakly polarizing cations as major influens in distribution, mineral composition and crystal growth. "J.Geol.", 65, N 2, 1957.
- Eugster H.P., Yoder H.S. The joint muscovite-paragonite. "Carnegie Inst. of Washington, Yearbook 54, 1955.
- Gast P.W. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. "Geoch. et Cosm. Acta", v.32,

N 10, 1968.

- Hallimond A.F. On the graphical representation of the calciferous amphiboles. "Amer. Mineral.", 28, 1943.
- Harris P.G. Segregation processes in the upper mantle. S.K. Runcorn (Editor.), Mantles of the Earth and Terrestrial Planets. "Interscience". London, 1967.
- Harry W.T. Aluminium replacing silicon in some silicate lattices. "Mineral. Mag.", 29, 1950.
- Heritsch H. Bemerkungen zur Schreibung der kristallchemischen Formel der Hornblende. "Tschermaks mineral. und petrog. Mitt.", 5, N 3, 1955.
- Hess H.H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. "Amer. Mineral.", 34, part.1, 1949.
- Kuno H. Study of orthopyroxenes from volcanic rocks. "Amer. Mineral.", 39, N 1-2, 1954.
- Lambert R. The mineralogy and metamorphism of the Moine Schists of the Morar and Knoydart districts of Inverness-shire. "Trans. Roy. Soc. Edin.", 63, 1959.
- Mac Gregor I. The system $MgO-SiO_2-TiO_2$ and bearing on the distribution of TiO_2 in basalts. "Amer. J. Sci.", Schairer vol. 267-A, 1969.
- Morimoto N. The existence of monoclinic pyroxenes the space group $C_{2h} - P_2$. "Proc. Japan. Acad.", v.32, N 10, 1956.
- Morimoto N. Pyroxenes. "Carnegie Inst. Washington", J.-B., 1958.
- Morimoto N., Appleman D.E., Haward T.E. The crystal structure of clinoenstatite and pigeonite. "Z. Kristallogr.", 114, H. 1-2, 1960.
- Nicholls G.D., Zussman J. The structural formula of a hydrous amphibole. "Mineral. Mag.", 30, N 230, 1955.
- Nockolds S.R., Mitchell R.L. The geochemistry of some Caledonian plutonic rocks: a study in the relationship between the major and trace elements of igneous rocks and their minerals. "Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 61, 1948.
- Parras K. On the charnockites in the light of a highly metamorphic rock complex in S-W Finland. "Bull. Comm. Geol. Finland", N 181, 1958.
- Phillips R. The recalculation of amphibole analyses. "Mineral. Mag.", 33, N 263, 1963.
- Poldervaart A., Hess H.H. Pyroxenes in the crystallisations of basaltic magma. "J. Geol.", v. 59, N 5, 1951.
- Warren B.E. The crystal structure and chemical composition of the monoclinic amphiboles. "Z. Kr.", B. 72, H. 5-6, 1930

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	5
Глава I. КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ЦАХКУНЯЦКОГО АНТИКЛИ-	
НОРИЯ	7
1. Основные черты геологического строения	7
2. Особенности тектонического развития	14 ✓
Глава II. ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ АПАРАН-АНКАВАНСКОГО КРИ-	
СТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА	19
1. Некоторые вопросы возрастного расчленения ин-	
трузивных комплексов	20
2. Геология интрузивных комплексов	22
Глава III. ПЕТРОГРАФИЯ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ	39 •
1. Плагиигранитный комплекс	39
2. Габбровый комплекс	46
3. Гранито-гнейсовый комплекс	49
4. Тоналитовый комплекс	53
5. Малые интрузии	61
Глава IV. СОСТАВ И СВОЙСТВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ...	70
1. Плагииоклазы	70
2. Калинатровые полевые шпаты	76
3. Амфиболы	85
4. Моноклинные пироксены	95
5. Мусковиты	100
6. Биотиты	105
Глава V. ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМП-	
ЛЕКСОВ	108
1. Петрохимия вулканогенных пород	108
2. Петрохимия плагиигранитного комплекса	114
3. Петрохимия габбрового комплекса	120
4. Петрохимия гранито-гнейсового комплекса	124
5. Петрохимия тоналитового комплекса	129
6. Петрохимия пород малых интрузий	135
7. Выводы	139
Глава VI. ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ	143
Глава VII. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОГЕНЕЗИСА МАГМАТИЧЕСКИХ	
ОБРАЗОВАНИЙ АПАРАН-АНКАВАНСКОГО МАССИВА	155

Глава УШ. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ АПАРАН-АНКАВАНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА.	I63
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	I68
Литература	I74

Завен Оганесович Чибухчян

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ АРЗАКАНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Редактор издательства Ж. В. Налчаджян

Художник Ю. А. Аракелян

Тех. редактор Р. Х. Геворкян

Корректор С. Г. Пироева

ИБ № 1011

Сдано в производство 31. 10. 1985 г.,

подписано к печати 25. 10. 1985 г.

ВФ 03881, бумага № 1, 60 x 84 1/16

офсетная печать. Печ. л. 11,5. Усл. печ. л. 10,7. Учетно-изд. л. 10,7.

Тираж 300 Зак. № 780 Изд. № 6462. Цена 1р.85к.

Издательство АН АрмССР, 375019, Ереван,
пр. Маршала Баграмяна, 24г.

Типография Издательства АН АрмССР
378310, г. Эчмиадзин.

1 р. 65 коп.

4369