

Б.М. МЕЛИКСЕТЯН, Р.Л. МЕЛКОНЯН

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ
НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ
АРМЯНСКОЙ ССР



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԳԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱՔԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Բ. Մ. ՄԵԼԻՔՍԵԹՅԱՆ, Ռ. Լ. ՄԵԼՔՈՆՅԱՆ

ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ
ՈՐՈՇ ՀԱՆՔԱՅԻՆ ՇՐՋԱՆՆԵՐԻ
ԻՆՏՐՈԻԶԻՎ, ԿՈՄՊԼԵՔՍՆԵՐԻ
ՊԵՏՐՈԼՈԳԻԱՆ ԵՎ ԳԵՈՔԻՄԻԱՆ

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Б. М. МЕЛИКСЕТЯН, Р. Л. МЕЛКОНЯН

**ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ
ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ
НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ
АРМЯНСКОЙ ССР**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН



На основе геолого-петрографического и минералого-геохимического исследования разновозрастных интрузивных комплексов медно-молибденовых и медно-колчеданных рудных районов Армении рассмотрены вопросы их петрологии, геохимии и металлогении. Результаты изучения петрографии, минералогии (породообразующие и акцессорные минералы) и геохимии интрузивов использованы для выявления термодинамических условий их формирования и вопросов их потенциальной металлоносности, причем важное место уделено их количественному геохимическому изучению.

М $\frac{20805}{703(02)-76}$ 85-76

ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ИНТРУЗИЙ ПОРФИРОВИДНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРМЕНИИ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ РОЛЬ

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа посвящена минералогии, геохимии и петрологии порфировидных гранитоидов Памбакского рудного района, которая в течение ряда лет (1962–1969 гг.) проводилась автором в соответствии с проблематикой отдела петрографии и минералогии. Изучением были охвачены Тежсарский, Амзачиманский, Ахавнадзорский, Цахкашенский и Анкаванский интрузивные массивы. Особое место среди верхнеоцен-нижнеолигоценового интрузивного комплекса занимает Амзачиманский массив порфировидных гранитов – адамеллитов, венчающий в необычной петрографической ассоциации формирование Тежсарского вулканоплутонического комплекса. В этой связи основное внимание в работе посвящено порфировидным гранитоидам, ассоциирующим со щелочным комплексом.

Первые достаточно полные сведения по интрузивам Памбака находятся в работах В. Н. Котляра (1938, 1958). В частности, по Гамзачиманскому (или, как часто называют, – Гильютскому) и Фиолетовскому интрузивам, породы которых описаны как порфировидные граниты, приводятся краткие сведения о строении, тектоническом положении, петрографическом и химическом составе и жильных породах. Возрастное положение порфировидной интрузии В. Н. Котляром определялось как более позднее по отношению к Базумскому гранитоидному массиву, но более раннее по отношению к щелочным и нефелиновым сиенитам Тежсарского массива, "намечая как бы переход к целому ряду интрузивов щелочного ряда".

Позднее детальные исследования Г. П. Багдасаряна (1955, 1966) позволили дать достаточно исчерпывающую картину строения вещественного состава и генезиса интрузивов порфировидных сиенито-гранитов. Анализ и обобщение большого материала позволили Г. П. Багдасаряну высказать соображение о том, что "порфировидные сиенито-граниты образовались в результате проникновения и воздействия на вмещающую толщу магматического гранитизирующего раствора, по составу близкого к аляскиту или лейкократовому граниту". Далее Г. П. Багдасарян значительную роль в формировании порфировидных сиенито-гранитов отводит процессам перекристаллизации вмещающей туфоосадочной толщи основного состава и контаминации этих пород под воздействием гранитизирующих растворов, богатых калием и лету-

чими компонентами с возникновением серии гибридных образований от агматитов до небулитов.

Однако, несмотря на значительное количество работ и исследований по Памбаку до сих пор нет четкого расчленения магматических формаций и закономерностей их развития.

В заключение считаем необходимым отметить, что не все выводы, петрогенетические и металлогенические соображения представляются автору бесспорными и окончательными. Автор ставил себе задачу по возможности охватить и разрешить те узловые вопросы магматизма, которые помогут дальнейшим более глубоким и целеустремленным исследовательским и поисковым работам.

Глава 1

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ПАМБАКА

Основные черты геологического строения Памбака

Памбак является одной из наиболее крупных морфологических единиц Малого Кавказа; одноименный хребет протягивается в широтном направлении почти на 90 км от оз. Севан на востоке до ж. д. ст. Джаджур - на западе.

В геологическом строении Памбака принимает участие сложный и разнообразный комплекс метаморфических, вулканогенных, вулканогенно-осадочных, нормально-осадочных и интрузивных пород от докембрия - палеозоя до антропогена (фиг. 1).

В схеме геотектонического районирования Армянской ССР Памбак входит в складчатую зону Центральной Армении. По существу Памбак приурочен к стыку двух крупных структурных элементов этой зоны, граница между которыми проходят вдоль Анкавано-Сюникского разлома глубокого заложения (Габриелян, 1959).

В стратиграфическом разрезе Памбакской синклинали, по данным В. Н. Котляра (1958), Г. П. Багдасаряна (1961), О. А. Саркисяна (1966) принимают участие: а) докембрий-нижнепалеозойские (?) метаморфические породы зеленосланцевой фации (актинолитовые, хлоритовые, кварц-сланцевые сланцы, доломиты, мраморы) мощностью свыше 2000 м; б) верхнетурон-нижнесенонская туфогенно-терригенная толща мощностью 200 м; в) нижнесенонская карбонатная трансгрессивная толща мощностью 350 м; г) среднеэоценовая щелочно-земельная вулканогенно-обломочная толща, мощностью 2500 м; д) верхнеэоценовая щелочная вулканогенно-обломочная толща, мощностью 600 м; е) миоплиоценовая толща лав и пирокластов среднего и кислого состава.

Среди интрузивов Г. П. Багдасаряном (1966) выделяются интрузии "древнего" магматического цикла (среднеюрские), представленные плагиогранитами; мезозойского цикла (неокомского) - от габбро до гранодиоритов и молодой третичный магматический цикл кислого и щелочного состава. Почти всеми без исключения исследователями Памбако-Базумской области (Котляр, 1958; Багдасарян, 1947, 1962; Асланян, 1958 и др.) схема развития третичного магматического цикла представ-

ляется в следующей последовательности внедрения интрузивных фаз:

1. Габбро-пироксениты, габбро и габбро-диориты (Лермонтовский массив).
2. Диориты, кварцевые диориты, монзониты, гранодиориты (Базумский, Ахавнадзорский, Хндзорутский, Атарбежянский и др. интрузивы).
3. Порфиroidные сиенито-граниты (Амзачиманский массив).
4. Щелочные и нефелиновые сиениты (Тежсарский, Бундукский массивы).

Таким образом, интрузии порфиroidных граносиенитов рассматривались как переходные к щелочным интрузиям.

Проведенные автором исследования магматизма рассматриваемой области позволили уточнить последовательность развития третичной интрузивной магматической деятельности и выделить на формационной основе следующие разновозрастные многофазные комплексы:

1. Среднеэоценовый доскладчатый интрузивный комплекс — небольшие тела габбро, габбро-диоритов.

II. Предверхнеэоценовый синхронный (позднегеосинклинальный) Базумский щелочно-земельный многофазный комплекс: 1) габбро-пироксениты, габбро; 2) кварцевые диориты; 3) гранодиориты и граниты.

III. Верхнеэоцен-нижеолигоценый раннеорогенный Памбакский щелочной, субщелочной интрузивный комплекс: 1) псевдолейцитовые сиениты; 2) нефелиновые сиениты; 3) щелочные сиениты; 4) кварцевые сиениты; 5) порфиroidные граниты.

На наш взгляд, тесная пространственная, тектоническая и магматическая взаимосвязь Тежсарского щелочного массива и Гамзачиманского массива порфиroidных граносиенитов и северной части Такарлинского массива позволяет объединить их в единый комплекс.

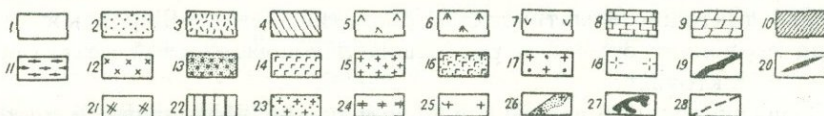
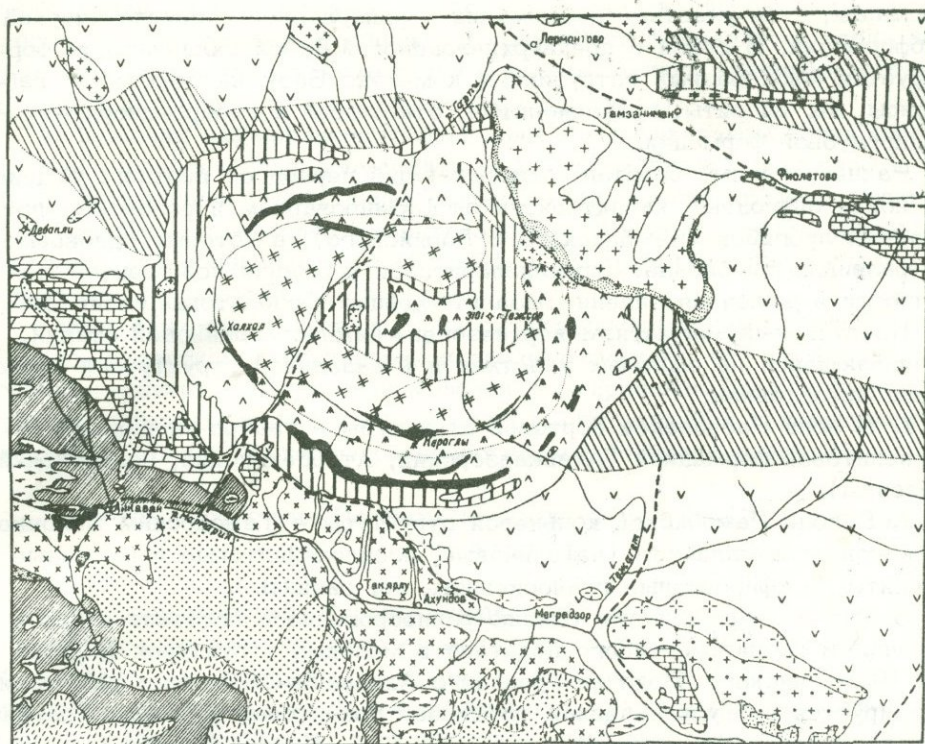
История геотектонического развития Севано-Ширакского синклинория, время и место формирования порфиroidных гранитоидов

В истории развития Севано-Ширакского синклинория отчетливо выделяются три подэтапа: среднегеосинклинальный $Sr_3 - Pg_1$, позднегеосинклинальный $Pg_1 - Pg_2^2$, орогенный $Pg_2^3 - Q$.

В верхнем эоцене в результате первой пиринейской фазы складчатости Севано-Ширакская геосинклиналь замыкается с возникновением в осевой, наиболее прогнутой части зоны, центрального поднятия, а в полосе Анкавано-Сюникского разлома — Памбакского краевого (дочерного) прогиба. Воздымание в раннеорогенную стадию достаточно четко фиксируется консолидированностью среднеэоценовых складчатых структур, сложенных мощной (3 км) вулканогенно-обломочной толщей (андезитовая формация), прорванных многофазными интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой формации.

Среднегеосинклинальный подэтап геотектонического развития Севано-Акеринской троговой геосинклинали ознаменовался формированием офиолитовой серии (спилитовая, гипербазитовая, габбро-пироксенитовая формации).

Позднегеосинклинальный подэтап характеризуется дальнейшим разрастанием геосинклинали с формированием андезитовой вулканической



Фиг. 1. Схематическая геологическая-петрографическая карта Центральной части Памбакского хребта. Составлена Г. П. Багдасаряном с уточнениями Б. М. Меликсетяна.

Условные обозначения

1. Аллювиально-делювиальные отложения.
2. Андезиты, андезито-базальты; мио-плиоцен.
3. Липарито-дациты, обсидианы; мио-плиоцен.
4. Трахиандезиты, андезиты, трахилипарито-дациты; средний-верхний эоцен.
5. Трахиандезиты, трахиты и их пирокласты; верхний эоцен.
6. Эпилейцитовые порфиры, фолониты; верхний эоцен.
7. Андезиты и их пирокласты; средний эоцен.
8. Известняки верхний сенон.
9. Мергелистые и туфогенные песчаники; турон-нижний сенон.
10. Метаморфический комплекс; палеозой /?/.
11. Плагиограниты, средневерхнеюрские.
12. Кварцевые диориты.
13. Дополнительные интрузии аляскистов, трондjemитов; дотуронские.
14. Габбро, габбро-пироксениты; средний эоцен.
15. Кварцевые диориты, гранодиориты; предверхнеэоценовые.
16. Габбро, габбро-диориты; верхний эоцен.
17. Монцодиориты, монзониты, сиениты; верхний эоцен - нижний олигоцен.
18. Порфирировидные и среднезернистые граниты, кв. сиениты, адамеллиты; верхний эоцен - нижний олигоцен.
19. Кольцевые дайки эпилейцитовых сиенит-порфиров; верхний эоцен. Щелочной комплекс; верхний эоцен-нижний

формации, а на участках воздымания — липаритовой субвулканической субформации. В связи с предверхнеэоценовой фазой складчатости формируется многофазный интрузивный комплекс Базумского хребта (габброиды, кв. диориты, гранодиориты), относимый к габбро-диорит-гранодиоритовой формации.

Раннеорогенный подэтап, охватывающий период от верхнего эоцена до конца олигоцена, характеризуется формированием и развитием двух краевых прогибов (Памбакского и Лорийского), в которых одновременно развиваются базальт-трахилипаритовая формация повышенной щелочности и щелочная оливин-базальт-лейцит-фонолитовая серия (фиг.1).

Интрузивный магматизм верхнеэоцен-нижнеолигоценовой стадии, развивающейся на смежных участках и в различной структурной обстановке представлен:

1. В зоне Разданской бортовой структуры — габбро-монцонит-граносиенитовой формацией (Ахавнадзорский, Атарбекянский, Головинский массивы).

2. В зоне Памбакской кольцевой структуры — Тежсарским щелочно-сиенитовым комплексом (нефелиновые, псевдолейцитовые и щелочные сиениты; порфиرويدные граносиениты, кв. сиениты).

В олигоцен-миоценовую стадию раннеорогенного подэтапа в связи с началом позднеорогенного подэтапа в молодых структурах в пределах Цахкуняцкого блока на границе с Анкавано-Сюникским разломом формируется субвулканическая трещинная гранитовая формация (дайки Анкаванского рудного поля).

Анализ тектоно-магматического развития Севано-Ширакского синклинория позволяет отметить ряд общих закономерностей развития магматизма и тектоники.

1. Сближенность во времени и пространстве эффузивных и интрузивных формаций, характеризующихся тесными парагенетическими связями, вплоть до формирования на орогенном этапе развития щелочной вулкано-плутонической формации.

2. Тектоно-магматическая зональность в распределении магматических формаций относительно пограничных глубинных разломов с севера — Севано-Акеринского, с юга — Анкавано-Сюникского, выражающаяся в последовательной смене интрузивных формаций: гипербазитовая → габбро-пироксенитовая → габбро-диорит-гранодиоритовая → габбро-монцонит-сиенитовая → щелочно-сиенитовая → граносиенитовая. Аналогичная закономерность проявляется и для ряда эффузивных формаций: спилитовая → андезитовая → базальт-трахидацитовая → щелочно-базальт-фонолитовая.

3. Решающая роль тектонического фактора в локализации различных по щелочности магматических формаций. Вдоль СЗ продольных

олигоцен. 20. Псевдолейцитовые сиениты. 21. Нефелиновые сиениты. 22. Щелочные сиениты, иордмаркиты. 24. Порфиرويدные граниты-адамеллиты. 25. Кварцевые щелочные с/з сиениты. 27. Дайки и малые тела интрузий гранит-гранодиорит-порфиоров. 28. Тектонические нарушения.

структур вытянуты крупные интрузивные тела и цепочки мелких. На пересечении СЗ и поперечных разломов на участке форланда развиты щелочные эффузивно-интрузивные и гранитовая формации, а вдоль поперечных структур появляется целая группа мелких приповерхностных интрузий кислого состава (Лорийская структура).

4. Высокая магмогенерирующая роль зоны Анкавано-Сюникского разлома, особенно для формаций повышенной калиевой щелочности.

5. Возникновение различных типов магматических структур кольцевых (Памбак), трещинных надинтрузивных (Анкаван), куполообразных (Леджан), синклинальных (Базумский и др. массивы), контролирующих внедрение и локализацию массивов.

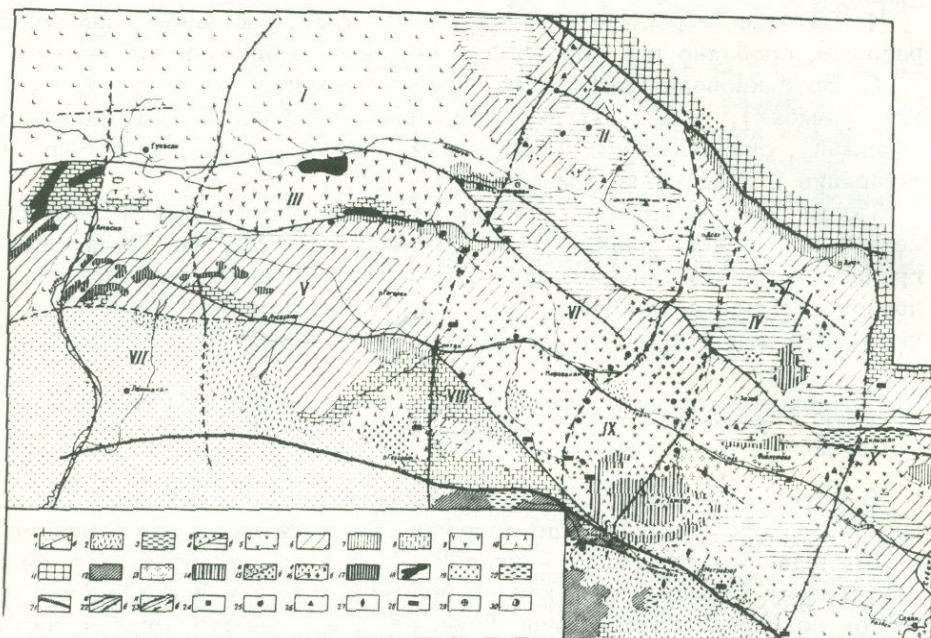
Таким образом, анализ истории развития магматизма и тектоники Севано-Ширакского синклинория позволяет считать, что порфировидные граниты являются завершающей фазой формирования Памбакского щелочного комплекса центрального типа, формирующейся в верхнеэоцен-нижнеолигоценую стадию раннеорогенного подэтапа развития.

Блоковое строение Памбака и характер развития интрузивного магматизма

В истории развития Севано-Ширакского синклинория, начиная с нижнемелового времени и до антропогена, хотя она и укладывается в определенные интервалы - стадии и подэтапы развития, все же усматривается "скольжение" как во времени, так и в пространстве процессов осадконакопления, вулканической деятельности, складчатости и внедрения интрузий различного состава. Как показали исследования А. А. Габриеляна, А. Т. Асланяна, А. Р. Арутюняна, К. А. Мкртчяна, О. А. Саркисяна, Р. Т. Джрбашяна и др., Севано-Ширакский синклинорий, исходя из анализа распределения фаций и мощностей вулканогенно-осадочных пород, времени и места активизации тектонических нарушений и ряда других геолого-тектонических и геофизических данных обнаруживает неоднородное "мозаичное" строение, обусловленное глыбово-блоковым строением доальпийского фундамента (как каледонид (?), так и герцинид), имеющего меридиональный структурный план. Поперечные структуры основания (поднятия и разломы) придают строению Севанского синклинория ступенчато-блоковый характер, существенно влияющий на историю геологического развития как в позднегеосинклинальный, так и, особенно, в орогенный подэтап. В раннеорогенную стадию различная амплитуда блоково-глыбового воздымания оказывает решающую роль в распределении ореолов верхнеэоцен-нижнеолигоценового щелочного и щелочно-земельного вулканизма и плутонизма.

Анализ проведенных исследований К. А. Мкртчяна, О. А. Саркисяна, П. Л. Епремяна, А. Р. Арутюняна, наряду с личными наблюдениями, выполненными совместно с Р. Т. Джрбашяном, позволили выделить ряд структурных единиц, которые подчеркивают особенности магматизма Памбака. Особенно важную роль играет Анкавано-Сюникский разлом и поперечные структуры: Уляшикский, Меградзорский и др. Рассмотрим выделенные структурные единицы, которые в некоторой части для зоны сочленения Анкаванского антиклинория и Памбакского

синклинория совпадают с выделенными П. Л. Епремяном (1969) – Цахкашенским, Анкаванским, Агавнадзорским блоками. Нами выделяются: Анкаванский, Цахкуняцкий, Цахкашенский (Такярлинский), Ахавнадзорский (Атарбежянский), Памбакский и Базумский блоки (фиг. 2).



Фиг. 2. Схематическая структурно-геологическая карта западной части Севано-Ширакского синклинория. Составлена О. А. Саркисяном, Р. Т. Джрбашьяном, Б. М. Меликсетяном, М. А. Фаворской и И. К. Волчанской (1971).

Условные обозначения

Формации: 1. Вулканогенные осадочные. 1. Среднечетвертичный – верхний плиоцен; а) озерно-речная, б) базальт-андезитовая. 2. Нижний-средний плиоцен; андезит-дацитовая. 3. Средний-верхний олигоцен; молассовая. 4. Верхний эоцен; а) трахиандезитовая, б) андезитовая. 5. Средний эоцен; андезитовая. 6. Средний эоцен; туфогенно-терригенная. 7. Нижний эоцен; андезит-дацитовая. 8. Сенон; карбонатная. 9. Верхняя юра – нижний мел (?). Андезитовая. 11. Средняя юра; вулканогенно-осадочная. 12. Нижний мезозой – верхний протерозой (?); метаморфический комплекс.

II. Интрузивные. 13. Нижний олигоцен; гранитовая. 14. Нижний олигоцен; щелочная нефелин-сиенитовая. 15. Предверхний эоцен; габбро-диорит-гранодиоритовая. 17. Средний эоцен; габбро-диоритовая. 18. Мел. Базит-гипербазитовая. 19. Нижний мел; кварц-диоритовая. 20. Юра (?). Плагиигранитная. 21. Разломы, ограничивающие структурно-форма-

Цахкуняцский блок сложен кристаллическими породами байкальско-каледонского (?) субстрата, метаморфизованными (по В. А. Агамаляну, 1969) в нижней части в амфиболитовой, а в верхней - в зеленосланцевых фациях. Если возраст последнего метаморфизма, по данным К-Аг метода, определяется как нижнеюрский, то возраст древних вулканогенных пород преимущественно основного, реже кислого состава предположительно, по аналогии с другими выступами фундамента Малого Кавказа, датируется как докембрий-нижний палеозой (Паффенгольц, 1948; Асланян, 1958; Габриелян, 1959; Аракелян, 1951). В пределах этого блока, представляющего приподнятый вдоль глубоких расколов древний фундамент, с сокращенными мощностями залегают на размытой поверхности массива туронские известняки и эоценовые вулканиты.

Тектоническая и магматическая активизация Цахкуняцкого блока неоднократно проявляется (в юре, неокоме, эоцене, олигоцене) в зависимости от развития соседних геосинклинальных прогибов.

1. Доюрский - апоперидотиты, габброиды и мигматит-граниты (Бжни), плагиограниты (Адамадзор, Чикнах, Лусагюх).

II. Верхнеюрско-нижнемеловой - андезито-базальтовая (Спитак, апаранская свита) и диорит-тоналитовая интрузивная формации.

III. Верхнемеловой-эоценовый - габбро-диорит-диабазовая и андезитовая формации, возможно, гранитовая (Арзакан).

Анкаванский блок также сложен метаморфическими актинолит-хлоритовыми сланцами, прорванными нижнесреднеюрскими лейкократовыми плагиогранитами и нижнемеловыми кварцевыми диоритами. Интенсивное воздымание блока и связанная с ним магматическая активизация совпадает во времени с вступлением соседней геосинклинали в орогенный этап развития.

Предверхнеэоценовая активизация проявлена слабо и выражена внедрением небольших тел тоналитов, гранодиоритов, трондьемитов (Бойдакская, Дебаклинская, Шишкаинская и др.), сопровождающихся слабо проявленным К-метасоматозом.

Более поздняя - олигоценовая формация субвулканических гранитов, локализованная в молодых СЗ разломах, оперяющих Анкавано-Сюникскую структуру, сопровождается интенсивным К-метасоматозом, вплоть до перерождения кварцевых диоритов и плагиогранитов в "типичные" граниты, аляскиты.

Памбакская кольцевая структура представляет собой своеобразный блок, развитие которого начинается с вступления синклинория в орогенный этап развития. Формирование Памбакской кольцевой

ционные зоны. 22. Разломы общекавказского простираения: а) ограничивающие блоки; б) внутрив блоковые. 23. Близмеридиональные (поперечные) разломы-структуры фундамента: а) достоверные, б) предлагаемые.

III. Типы рудопроявлений. 24. Серноколчеданный. 25. Медноколчеданный. 26. Полиметаллический. 27. Золоторудный. 28. Скарново-железорудный. 29. Медно-молибденовый. 30. Редкометалльный.

IV. Блоки: I. Лорийский. II. Леджанский. III. Западно-Базумский; IV. Бор-бортский. V. Ширакский. VI. Центрально-Базумский: VII. Ленинканский. VIII. Спитакский. IX. Памбакский. X. Восточно-Базумский. XI. Цахкуняцкий.

структуры, представляющей собой верхнеэоценовую вулcano-тектоническую депрессию, протекает в следующей последовательности.

Прогибание Памбакской структуры сопровождается интенсивной вулканической деятельностью с формированием 600 м вулcano-обломочной толщи, относящейся к трахиандезитовой формации. В связи с пред-олигоценовой фазой складчатости в условиях повышенной вертикальной тектонической активности формируется крупная (10 x 15 км) кальдера проседания, ограниченная почти со всех сторон региональными СЗ и СВ разрывными нарушениями.

Самостоятельность Памбакской кольцевой структуры подчеркивается весьма своеобразным магматизмом щелочного состава, являющим пример типичных вулcano-плутонических комплексов с многочисленными телами конического и кольцевого строения. Последовательность внедрения различных по составу порций магмы вслед за завершением вулканизма и проседанием вулканического аппарата происходит от центра к периферии, причем в завершающую стадию формирования кольцевой структуры важное значение приобретает активизация ограничивающих кольцевую структуру разломов СЗ направления. Основные фазы формирования Памбакской кольцевой структуры сводятся к следующим:

1. Эксплозивная деятельность палеостратовулкана.
2. Кольцевые дайки лейцитовых фонолит-порфиров.
3. Центральный шток: а) псевдолейцитовые; б) нефелиновые; в) щелочные и г) кварцевые сиениты.
4. Конический интрузив щелочных сиенитов.
5. Сателитовые интрузии монцонитов, сиенитов, лейкосиенитов.
6. Штоки порфировидных граносиенитов.

Цахкашенский блок слагает южный фланг крупной Памбакской кольцевой структуры. По П. Л. Епремяну (1969), этот блок горсточно-образно приподнят и надвинут на соседние Анкаванский и Разданский блоки. В строении блока, ограниченного СЗ Анкаванским и Сарыкаинским разломами и СВ поперечными структурами (Меградзорским и Уляшикским нарушениями), принимают участие вулcanoгенные породы среднего эоцена. Среди интрузивных пород выделяются две возрастные группы. В 1962 г. автором в совместном маршруте с З. О. Чибухчиным было выявлено и оконтурено дайкообразное интрузивное тело, прослеживающееся от с. Ахундов до с. Меградзор в широтном направлении. Эта интрузия, расположенная севернее Такярлинского интрузива, прорывает как кв. диориты Такярлинского интрузива (относимого Г. П. Багдасаряном к нижнему мелу), так и щелочные эффузивы и конические интрузивы Тежсарского щелочного комплекса, возраст которых достаточно надежно датируется как верхний эоцен. Северо-Такярлинская (или Цахкашенская интрузия совместно с Меградзорской интрузией) слагает самостоятельный комплекс, сложенный кварцевыми сиенитами, граносиенитами, монцонитами, монцодиоритами, прорванными дайками лампрофилов, диорит-порфиритов, гранит-порфиритов и сиенито-порфиритов, имеющих меридиональное, реже, широтное простирание. В полосе экзоконтакта Северо-Такярлинского интрузива по кварцевым диоритам развиваются интенсивные процессы калиевого метасоматоза.

Ахавнадзорский блок расположен восточнее Цахкашенского и ограничивается СВ и СЗ разрывными нарушениями. Этот блок протягивается от с. Меградзор до с. Джрарат и отделяется от соседнего Атарбежянского блока одноименным взбросом, а от Цахкашенского — Меградзорским разломом. Анкавано-Сюникский разлом глубокого заложения отграничивает рассматриваемый блок от древнего метаморфического комплекса и интрузий плагиигранитов. В строении блока принимают участие верхние свиты среднего, а местами породы верхнего эоцена, прорванных Ахавнадзорской многофазной интрузией, относящейся к габбро-монзонит-граносиенитовой формации.

Помимо описанных выше блоков, имеющих различие в особенностях тектонического строения, интрузивного магматизма и рудоносности, в пределах Севано-Ширакского синклинория могут быть выделены Центральный, Западный и Восточный Базумские, Атарбежянский, Галаварский, Арегунийский, Севанский, Лалварский, Леджанский, Ширакский, Лорийский, Марцигетский, Ленинанканский и др., описание которых не приводится ввиду того, что они не входят в район, непосредственно затрагиваемый в настоящей работе и описаны в статье (Волчанская, Джрбашян, Меликсетян, Саркисян, Фаворская, 1971).

Остановимся на закономерностях развития магматизма в зоне Анкавано-Сюникского глубинного разлома в связи с блоковым характером строения рассматриваемой "флексурной" зоны — участка сочленения жесткого субстрата антиклинория Центральной части Армении и Севано-Ширакского синклинория.

1. Зона Анкавано-Сюникского разлома является структурой высокой тектоно-магматической активности и представляет собой линейно-блоковый тип ареалов магматизма, контролирующий гранитоидный магматизм повышенной щелочности (габбро-монзонит-граносиенитовая формация) с широко проявленными процессами калиевого метасоматоза.

2. Полоса Анкавано-Сюникского разлома поперечными разломами рассечена на локальные блоки (Галаварский, Анкаванский, Цахкашенский, Ахавнадзорский и др.), имеющие характер ступенчатых горстов и отличающиеся особенностями интрузивного магматизма и рудоносности, характеризующихся, следовательно, различной глубиной эрозионного среза.

3. Самостоятельными более крупными очаговыми блоками являются Памбакская кольцевая структура, формирующаяся в области форланда — сочленения жесткого субстрата и складчатого обрамления, и Центрально-Базумский блок, формирующийся в зоне Центрального поднятия.

4. Относительно Анкавано-Сюникского глубинного разлома проявлена отчетливая тектоно-магматическая зональность, выражающаяся в направлении от центрального поднятия к зоне разлома омоложением и повышением щелочности (особенно калиевой) интрузивных комплексов. Эта тектоно-магматическая зональность имеет более широкий характер во всем синклинории от Севано-Акеринского разлома по направлению к Анкавано-Сюникскому разлому.

Возрастные взаимоотношения щелочных и гранитоидных интрузивов Памбака

Проведенные в последние годы геолого-петрографические и радиологические исследования позволили уточнить стратиграфический и радиологический возраст большинства интрузивов Памбака. Однако история интрузивного магматизма Севано-Ширакского синклиория в схемах предыдущих исследователей (Котляр, 1958; Багдасарян, 1962; Мкртчян, Асланян, 1968 и др.) представлялась в непрерывном возрастании кремнекислотности, особенно щелочности, независимо от структурной позиции и места в истории геотектонического развития. Хотя в последние годы работами Г. П. Багдасаряна (1958, 1961, 1962, 1966) был установлен нижнемеловой возраст Анкаванского, Такярлинского интрузивов (ранее относились к эоцену), молодой олигоценый возраст даек гранит-порфиров Анкаванского рудного поля и подтвержден средне- и верхнеэоценовый возраст Базумского, Тежсарского, Гилютского и других более мелких интрузивов, принципиальная схема развития, в частности, палеогенового магматизма, оставалась прежней и разделялась на следующие фазы:

- I. Габбро, габбро-пироксениты (Лермонтовский и др. массивы).
- II. Кварцевые диориты, монциониты, гранодиориты (Базумский, Ахавнадзорский и др.).
- III. Порфириовидные граносиениты (Амзачиманский и Фиолетовский массивы).
- IV. Псевдолейцитовые, нефелиновые и щелочные сиениты (Тежсарский, Бундукский массивы).

Недостатки указанной схемы развития плутонизма Памбака и смежных регионов Севано-Ширакского синклиория очевидны. Во-первых, ранние две фазы интрузивной деятельности от поздних фаз оторваны значительным диапазоном времени (предверхний эоцен и предолигоцен), во-вторых, в этом промежутке проявляется специфический для области щелочной вулканизм, в-третьих, ранние фазы прорывают дислоцированные толщи, возникшие в результате различных фаз складчатости и, наконец, локализация массивов, относимых к различным фазам, происходит в отличных структурах и в различные стадии развития геосинклинали.

Далее следует отметить, что одни лишь споры относительно возраста тех или иных магматических образований без петрологического и формационного анализа не позволяют вскрыть внутренних закономерностей эволюции интрузивного и эффузивного магматизма и могут привести к появлению ошибочных схем петрогенезиса.

Кроме недостатков в самой схеме имеются некоторые неточности относительно возрастных взаимоотношений отдельных интрузивных массивов.

В последние годы в связи с необходимостью возрастного расчленения интрузивного магматизма, получены новые геологические и радиологические данные, которые и послужили предпосылками разработки новой схемы интрузивного магматизма Севано-Ширакского синклиория. Остановимся на анализе этих данных.

Магматические формации Памбак-Базумского блока

Таблица 2

Этап развития	Формации	Возраст, млн. лет	Форма проявления	Глубинность формирования		Петрографический состав	Петрохимические особенности
				в км	Типы комплексов		
Байкало-каледонский ?	Гранит-мигматитовая	Верхний протерозой-нижний палеозой (?)	Куполовидное вздутие гранитов, перемежающихся со сланцами	Абиссальная	Ежнинский гранито-гнейсовый комплекс	Мигматит-граниты, гнейсо-граниты	Известково-щелочной химизм при $K_2O < Na_2O$
	Плагиигранит-мигматитовая	Нижний палеозой	Пластовые тела, инфицированные в сланцы	Абиссальная	Апаран-Арзаканская группа массивов	Плагииграниты, альбитовые граниты, микроклиновые граниты	Известково-щелочной с повышенной натриевой щелочностью
Раннеальпийский этап (C ₁ - P ₂)	Гипербазитовая	Раннемеловые (?)	Бескорневые чешуевидные тела, глыбы в виде "протрузий"	Ультра-абиссальная	Севано-Амасийский пояс вдоль глубинного разлома	Гарцбургиты, верлиты и их серпентинизированные варианты. Габбро-дуниты, пироксениты	Повышенная магнезиальность
	Андезит-диоритовая	Раннемеловые (IIO-I27)	Крупные штокообразные интрузивы	Мезо-абиссальная	Спитак, Агверан, Тагярдлу, Анкаван, Мирак (обрпанская свита)	Диориты, тоналиты, габбро-диориты, гранодиориты. Андезиты, андезито-базальты	Известково-щелочной химизм при $Na_2O \geq K_2O$
	Андезитовая	Средний эоцен (48-52)	Эффузивно-субвулканический комплекс	Близповерхностная	Базумский, кирово-канская свита	Андезиты, андезито-базальты	Известково-щелочной химизм $Na_2O \approx K_2O$
	Габбро-диоритовая	Средний эоцен (48-42)	Пластовые, штоковые и дайкообразные тела	Акроабиссальная	Небольшие тела внутри вулканогенной толщи	Габбро-диориты, габбро-порфириты, диориты, порфириты	Известково-щелочной химизм $Na_2O \geq K_2O$
	Липаритовая	Предверхний эоцен (46)	Экструзии, нежки, купола, жерловые фации	Субвулканическая	Вдоль разломной зоны Дилижан-Кировакан	Л и п а р и т ы	Нормальный известково-щелочной химизм $Na_2O \gg K_2O$
	Габбро-диорит-гранодиоритовая	Предверхний эоцен (40-46)	Многофазные вытянутые тела	Мезоабиссальная	Базумский ряд мелких массивов по Базумскому хребту	1. Габбро-пироксены 2. Кв. диориты 3. Гранодиориты	Нормальный известково-щелочной химизм
	Трахиандезитовая	Верхний эоцен - нижний олигоцен (36-37)	Купола, экструзивы, нежки	Акроабиссальная	Лорийский блок	Трахиандезиты, трахидациты и трахилипариты	Повышенной калиевой щелочности
Позднеальпийский этап (P ₂ ³ - Q)	Габбро-монцит-сиенитовая	Верхний эоцен - нижний олигоцен (37-39)	Крупные, мелкие многофазные интрузивные тела	Гипабиссальная	Полоса Анкаванского разлома (Ахавнадзор)	1. Габбро, габбро-диориты 2. Монцитдиориты, монцититы 3. Граниты, гранодиориты	Известково-щелочная серия повышенной калиевой щелочности.
	Щелочно-сиенитовая	Ранний олигоцен (35-37)	Интрузии центрального типа	Субвулканическая	Техсарский эффузивно-интрузивный комплекс	Лейцитовые феоциты нефелиновые, псевдолейцитовые и щелочные сиениты	Щелочной химизм с постоянным $K_2O \geq Na_2O = 0,7-1,2$
	Гранодиорит-граносиенитовая	Ранний олигоцен (36-37)	Штокообразные однофазные тела	Субвулканическая	Амзачиманский массив (Памбак)	Порфировидные граносиениты, адамеллиты	Щелочно-известковистый тип повышенной калиевой щелочности
	Гранитовая субвулканическая	Олигоцен поздний (30)	Дайкообразные тела типа малых интрузий	Субвулканическая	Анкаванское рудное поле	Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры	Щелочно-известковистый тип повышенной калиевой щелочности
	Липарито-дацитовая	Средний плиоцен (5-7)	Купола, экструзивы, потоки	Близповерхностная	Дамлик, Далар, Шахгель, Шахкуняц	Липариты, фельзиты, липарито-дациты, обсидианы	Известково-щелочной химизм.

Таблица 1

Абсолютный возраст интрузивов Севано-Ширакского синклинория (в млн. лет) по Г. П. Багдасаряну (1960,1969)

Массивы и его отдельные части	Пределы колебания	Среднее значение	Массивы и его отдельные части	Пределы колебания	Среднее значение
Интрузия плагио-гранитов	144-164	150 ⁺ ₋₁₀	Лермонтовский	41-43	42 ⁺ ₋₁
То же с К-метасоматозом	95-113	110 ⁺ ₋₅	Базумский	39-44	41 ⁺ ₋₂
Гехаротский массив	113-132	120 ⁺ ₋₅	Черно-Желто-реченский	40-43	42 ⁺ ₋₂
Анкаванский массив	109-116	112 ⁺ ₋₆	Атарбемянский	42-49	44 ⁺ ₋₂
То же с К-метасоматозом	53-91	63 ⁺ ₋₈	Головинский	38-41	40 ⁺ ₋₂
Трондземиты, Мисхана	55-65	58 ⁺ ₋₇	Урутский	37-41	39 ⁺ ₋₁
Аляскиты, Мисхана	92-104	96 ⁺ ₋₅	Ахавнадзорский	36-40	38 ⁺ ₋₂
Гранит-порфиры, Мисхана	30-34	32 ⁺ ₋₃	Корчлинский	37-38	38 ⁺ ₋₁
Агверанский массив	90-103	96 ⁺ ₋₄	Меградзорский	35-39	37 ⁺ ₋₂
Арзакан-Бжнинский массив	101-108	103 ⁺ ₋₄	Тежсарский	36-39	38 ⁺ ₋₁
Такярлинский массив	80-90	85 ⁺ ₋₃	Бундукский	33-38	37 ⁺ ₋₂
Кабахлинский массив	67-68	68 ⁺ ₋₁	Амзачиманский	36-39	37 ⁺ ₋₁
			Гарнасарский	34-36	35 ⁺ ₋₂

Анализ всей совокупности структурных условий локализации отдельных интрузивных массивов, их возрастные взаимоотношения, формационная принадлежность и радиологические данные позволяют наметить, с учетом ранее известных данных, уточненную схему интрузивного магматизма (Меликсетян, 1963, 1964, 1966) Севано-Ширакского синклинория и сопредельных с ним структур (табл. 2).



Глава II

ГЕОЛОГИЯ МАССИВОВ ПОРФИРОВИДНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Строение массивов порфиroidных гранитоидов

Амзачиманский интрузив расположен в СВ части Памбакской кольцевой структуры и занимает площадь около 25 кв. км. Амзачиманский, или, как его иногда называют, Гильютский массив, вытянут в СЗ направлении вдоль северного склона Памбакского хребта, от гребневой части вплоть до долины р. Агстев. Размеры массива 8,5 км в длину, при ширине 3-3,5 км.

В тектоническом отношении, как указывалось, он слагает периферическую часть Памбакского кольцевого щелочного комплекса в пределах одноименной структуры, являясь поздней, завершающей фазой. Амзачиманская, особенно отчетливо, Фиолетовская и Цахкашенская интрузии являются типичными трещинными. Как известно, формирование интрузий центрального типа, возникновение молодых внедрений происходят по периферии кольцевых комплексов вдоль линейных тектонических структур, возникающих в поздние фазы кальдерообразного проседания вулканических аппаратов (Меликсетян, 1971).

В строении интрузива принимают участие розовые, крупнозернистые, отчетливо порфиroidные гранитоиды. Вариации количественно-минералогического состава довольно отчетливы по короткой оси эллипсообразного массива: от контакта с Тежсарским щелочным массивом к южной контактовой зоне увеличиваются содержания кварца (от кварцевых сиенитов до гранитов), степень кристалличности пород и количество "теневых" ксенолитов. Внутри массива встречаются редкие дайки гранит-порфиров и вогезитов. Наиболее широко развиты аплиты, аплит-пегматиты и пегматиты, часто ортитовые.

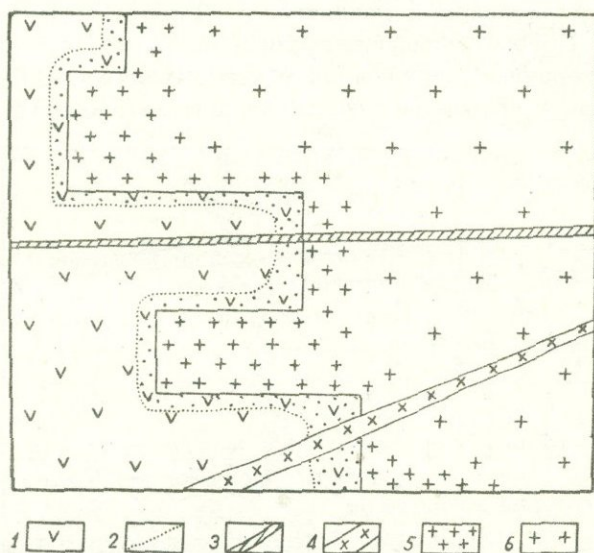
Фиолетовский интрузив дайкообразной формы протягивается разобшенными выходами на расстоянии до 1 км (ранее считалось 3 км) при ширине от 0,2 до 0,3 км. Почти на всем протяжении интрузия сильно выветрелая и, как правило, превращена в дресву. Лишь на отдельных участках, в частности, на "Фиолетовском бугре", проявляются плотные неизмененные разности порфиroidных гранитов и гранодиоритов. Фиолетовская интрузия прорывает и частично слабо

метаморфизует вулканогенные породы среднего эоцена и меловые известняки, обнажающиеся в ядре Агстевской "шовной" антиклинали. Поздние геолого-съёмочные и разведочные работы показали, что на всем протяжении Фиолетовская интрузия имеет одинаковую вертикальную мощность.

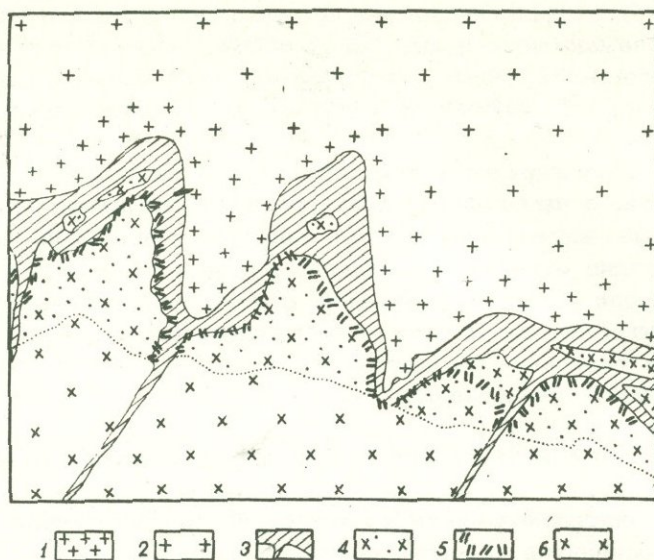
На участке расширения ("Фролова балка") интрузия имеет небольшую мощность, о чем говорит факт проходки скважины, которая пройдя измененные, выветрелые породы, вошла в слабоскарнированные известняки. Трудно объяснить и наличие крупных и мелких "валунообразных" глыб среди дезинтегрированной дресвы порфиroidных гранитов. Вероятно, интрузия имеет лакколитообразную форму, образовавшуюся в результате внедрения по вертикальному каналу и его "вползании" в горизонтальном направлении.

Характер контактов интрузивов порфиroidных гранитов

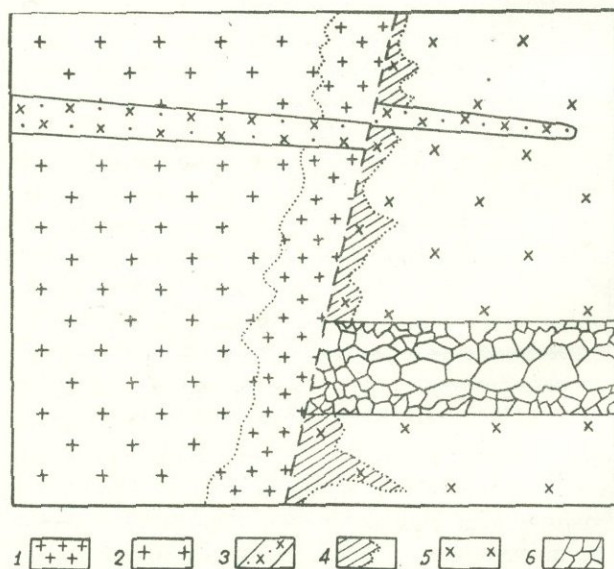
Хотя и значительная часть контактовой зоны интрузивов порфиroidных граносиенитов покрыта делювиальными отложениями, изученные небольшие фрагменты контактов со всеми типами обнажающихся пород имеют важное значение при решении вопросов генезиса и механизма формирования интрузива.



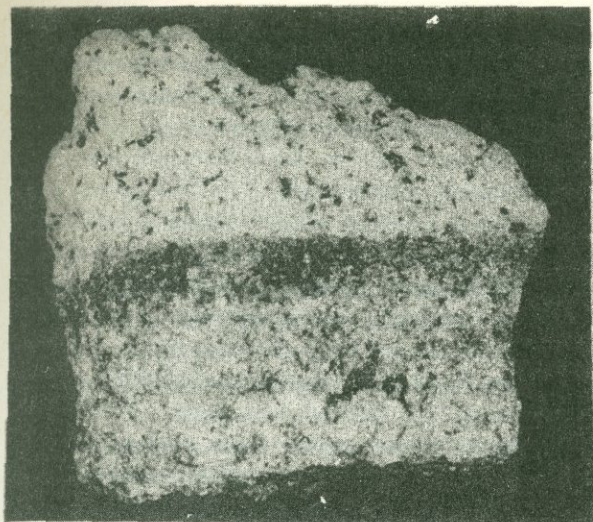
Фиг. 3. Контакт порфиroidных гранитов Амзачиманского массива с андезитовыми порфиритами среднего эоцена. Контактная плоскость имеет ступенчатый характер внедрения вдоль отдельных пачек вулканогенной толщи. Зарисовка расчистки м. 1: 50 (уч. Мравятник). 1. Андезитовые порфириты. 2. Полоса интенсивного ороговикования. 3. Кварцевый прожилок. 4. Жила розового аплита. 5. Среднезернистый гранит. 6. Порфиroidный гранит.



Фиг. 4. Контакт порфировидных гранитов Амзачиманского массива с щелочными сиенитами Конической интрузии (пер. Архошан). Зарисовка м. 1:50. 1. Закаленные фации аплитовидных гранитов. 2. Порфировидные граниты. 3. Полоса калишпатизации и прожилки. 4. Измененные кварцевые сиениты. 5. Метасоматическая амфиболитизация. 6. Крупнозернистые щелочные сиениты.



Фиг. 5. Контакт порфировидных гранитов Амзачиманского массива с нефелиновыми сиенитами Конической интрузии (ущ. "Лисий питомник"). Зарисовка м. 1:50. 1. Аплитовидный гранит. 2. Порфировидный гранит. 3. Жила аплит-пегматита. 4. Зона щелочного калиевого метасоматоза. 5. Щелочной нефелиновый сиенит. 6. Нефелин-сиенитовый пегматит.



Фиг. 6. Контакт порфири-
видных гранитов и щелоч-
ных сиенитов. В непосред-
ственном стыке темная
полоска закалки в грани-
тах.

Контакт со среднеэоценовыми вулканитами (г. Гильют, ур. "Муравятник") менее активный и повсеместно андезиты слабо ороговикованы (от 0,5 до 10–15 м), причем мощность полосы изменчива в зависимости от угла падения контакта. Слабо проявлен процесс калиевого метасоматоза. Иногда контакт с андезитами, хотя и резкий, но совпадает со слоистостью вулканогенной толщи. Граниты в зоне контакта слабо порфириовидны и содержат мало ксенолитов, а по составу близки к граносиениту.

Контакты с щелочными верхнеэоценовыми вулканитами весьма активны и на значительном расстоянии ороговикованы (200–300 м), а в непосредственной близости гранитизированы с явлениями К-метасоматоза.

Контакты с щелочными интрузиями Тежсарского массива (Архошанский пер., "Лисий питомник" г. Тежсар) характеризуются повсеместно широкой полосой эндоконтактовой закалки гранитов и отчетливой метасоматической переработкой щелочных пород (калишпатизация, альбитизация, турмалинизация) и подробно описаны в литературе (Меликсетян, 1965, 1972).

Контакт с верхнемеловыми известняками установлен для фиолетовской апофизы, хотя аналогичный характер не исключен и для главного массива. В контакте известняки перекристаллизованы и слабо скарнированы и выражаются полосой кальцифиров и гранат-эпидотовых скарнов.

Из рассмотрения характера контактов интрузии порфириовидных гранитов вытекают следующие выводы.

1. К моменту внедрения в верхний структурный ярус магма обладала небольшой энергией и была частично закристаллизованной, что выражается слабым воздействием на вмещающие породы.

2. Контакты интрузива с вмещающими породами всегда резкие и несут следы К-метасоматоза.

3. Магма интрузии порфиroidных гранитов представляла собой "кашеобразный" пльвун - мигму, с обломками глубинных гранитизированных ксенолитов и вкрапленников минералов и проявляла способность к вползанию по ослабленным направлениям рамы.

Элементы внутренней структуры

Важное значение для выяснения внутренней структуры плутона и механизма интрузии имеют ориентировка и характер первичной полосчатости, трахитоидности, структур течения, трещиноватости, пространственного размещения жильных дифференциатов, ксенолитов и др. Некоторые данные ранее указывались Г. П. Багдасаряном (1957) и В. Н. Котляром (1958).

Первичная полосчатость особенно четко выражена в интрузиве послойным расположением скоплений темноцветных минералов, что фиксируется ориентированностью полос амфибол-биотитовых "пятен", так и вытянутостью оси "с" кристаллов роговой обманки в СЗ $300-320^{\circ}$. Более широко отмечается ориентированность кристаллов калишпата в виде плоско-параллельной ориентировки, особенно четко в эндоконтактах интрузива. Во внутренней части массива план-параллельная ориентировка кристаллов калишпата выражена менее отчетливо. Замеры ориентировки оси "с" кристаллов калишпата в различных участках массива показывают: простирание СЗ $290-330^{\circ}$ с падением на СВ, реже ЮВ.

Первичная линейность особенно отчетливо проявлена в контактовых зонах в виде план-параллельной ориентировки кристаллов ортоклаза, придающих породе трахитоидность. Характерно, что тонкоплитчатая отдельность в эндоконтактах совпадает с план-параллельной ориентировкой калишпатовых вкрапленников, что отчетливо наблюдается и в свежих сколах. Если в непосредственном контакте план-параллельная ориентировка калишпата и плагиоклаза совпадает с линией контакта, то во внутренних частях массива она часто дает завихрения.

Ксенолиты и шпирь в порфиroidных граносиенитах имеют довольно широкое развитие. Они имеют различную, чаще всего округлую форму. Контуры ксенолитов, как правило, расплывчатые. Размеры небольшие - 1-2 до 3-4 см, редко 10-20 см и более.

Вследствие различной степени гранитизации они представляют собой типичные теневые ксенолиты и шпировые сгустки, сложенные мелкозернистой темно-серой массой полевых шпатов и темноцветных минералов. При довольно равномерном распределении указанных ксенолитов, на отдельных участках намечается ориентировка их в СЗ направлении.

Первичная трещиноватость в Амзачиманском плутоне проявлена достаточно отчетливо, что придает выходам порфиroidных граносиенитов параллелепипедальную, чаще матрацевидную отдельность. Среди протектонических трещин выделяются:

а) Продольные СЗ трещины разрыва, ориентированные в направлении вытянутости массива. Простирание СЗ $290-330^{\circ}$, угол падения

крутой – 80–90° на СВ 70–80°. Продольные трещины часто совпадают с ориентировкой кристаллов калишпата и простираются аплитовых и кварцевых жил.

б) Поперечные СВ трещины разрыва, совпадают с короткой осью массива. Простираются трещин СВ 60–70° с падением на ЮВ 120° под углом 65–85°. С этой системой трещин связаны жилы дифференцированных аплит–пегматитовых жил.

в) Пологие горизонтальнозалегающие трещины, особенно широко проявлены в зонах эндоконтакта, что придает граносиенитам матрацевидную и мелкоплитчатую отдельность. Падение трещин на ЮВ, реже ЮЗ под углом 10–20°.

г) Диагональные трещины преимущественно широтного направления ЮЗ 220° с падением на ЮВ 130 под углом 45–80°. Проявлены слабее.

Аплиты и пегматиты в жилах имеют небольшие размеры. Мощность их от 5–10 до 50 см, редко 1–3 м при протяженности 100–150 м, чаще первые десятки метров. По ориентировке аплит–пегматитовых жил выделяются следующие три группы с азимутом падения: 1) СВ 70–80°, угол падения 65–80°; 2) СЗ 300–330°, угол падения 50–75°; 3) ЮВ 120–170°, угол падения 40–55°.

Из анализа трещинной тектоники и ориентировки аплит–пегматитовых жил можно заключить, что они используют продольные СЗ, поперечные СВ и диагональные ЮЗ трещины разрыва.

Дайки лампрофиров и гранит–порфиров. Более поздние дайки гранит–порфирового облика (район “Лисий питомник”) внедрены в продольные трещины СЗ направления, а дайки лампрофиров – в поперечные трещины СВ направления с азимутом падения СЗ 315° 70–80°.

Из рассмотрения внутреннего строения массива порфировидных граносиенитов вытекают следующие три вывода:

1. Внутренняя структура плутона характеризуется автономностью, что наряду с соотношением со структурой рамы свидетельствует об акордантно–дискордантном характере его залегания.

2. Внедрение и становление интрузива порфировидных граносиенитов контролировалось близширотной структурой в условиях направленных напряжений с ЮЗ на СВ.

3. Первичная ориентированность калишпата, плагиоклаза и ксенолитов указывает на довольно пассивное внедрение (“вползание”) магмы порфировидных гранитов.

Возможный механизм интрузии порфировидных гранитов

Проведенные исследования позволяют объяснить и возможный механизм интрузии порфировидных гранитов. При этом мы исходим из указанных выше твердо установленных закономерностей. 1. Порфировидные граниты и граносиениты являются завершающей фазой магматизма щелочного комплекса и связаны с окончательным формированием Памбакской кольцевой структуры в периоды возникновения периферийных линейных трещинных структур. 2. Акордантно–дискордантный характер соотношения со структурой рамы, представляющей крутопадающее крыло Памбакской синклинали. 3. Автономный характер внут-

ренной структуры плутона с характерными структурами первичной полосчатости и линейности и эллипсоида напряжений. 4. Слабое проявление контактово-метаморфических и метасоматических процессов в зонах экзоконтакта и интенсивная "гранитизированность" ксенолитов.

Анализ имеющегося фактического материала свидетельствует, что внедряющаяся гранитная магма представляла собой не типичный силикатный расплав, а "кашеобразную" массу (мигму), смешанную с твердой фазой (возможно как результат частичного выплавления субстрата), представленной, кроме кристаллов зонального плагиоклаза ($N_{\text{pl}} = 67-21$) и калишпата, также обломками в значительной степени переработанных ксенолитов (теней). На наш взгляд, ксенолиты-тени, столь равномерно распределенные по всему объему массива и столь интенсивно повсеместно гранитизированные, представляют собой в значительной своей массе не обломки среднеэоценовых вулканитов кровли, как это было принято считать, а имеют глубинное происхождение за счет метаморфических толщ субстрата - покоя магматической камеры, расположенной на глубинах 5-8 км. Об этом, в частности, свидетельствуют мелкозернистый их облик, округлые, эллипсоидальные, преимущественно мелкие формы, шлировый характер темноцветных и их пониженная железистость, зональность и высокая основность ядер кристаллов плагиоклаза.

По всей вероятности, здесь мы имеем внедрение магмы вдоль СЗ структуры в условиях направленных сжимающих усилий с "вползанием" этого своеобразного "плывуна" в зависимости от значительного градиента давления в глубинном очаге и в синклинальной структуре, где происходило его становление.

Необходимо отметить, что по форме интрузия напоминает лакколит (гарполит) с вертикальной мощностью, не превышающей 2-3 км, о чем свидетельствуют слабо проявленная жильно-магматическая серия, особенно, второго этапа. Глубина формирования плутона порфирированных гранитов не превышала 1-1,5 м, т.е. оно происходило в гипабиссальных условиях.

Глава III

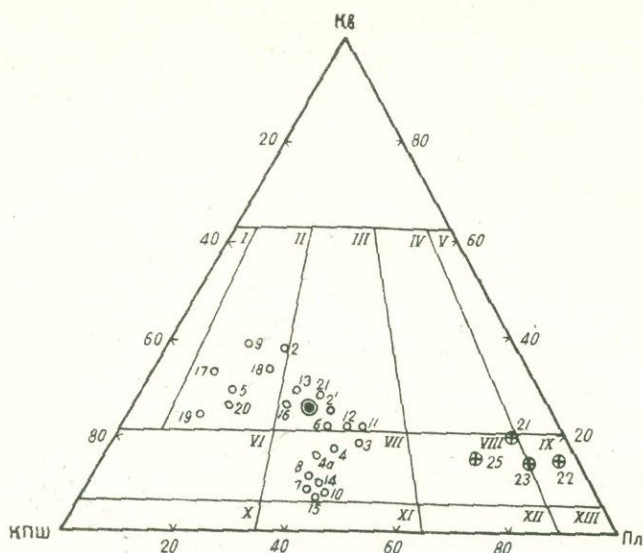
ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАССИВА

Породы главной интрузивной фазы

К породам главной интрузивной фазы относятся порфирированные крупнозернистые породы розовато-серого цвета. Характерной особенностью пород главной интрузивной фазы являются крупные (от 0,5 до 2-4 см) удлиненные по третьей кристаллографической оси кристаллы розового ортоклаза, являющегося главной составной частью пород (около 35-50%). Видимые макроскопические кристаллы и бесформенные выделения плагиоклаза отличаются меньшими размерами. Темно-цветные минералы представлены как идиоморфными, иногда довольно крупными (до 1 см) выделениями роговой обманки и биотита, так и кучными скоплениями ("сгустками") мелких зерен биотита, амфибола и пироксена. Мелкозернистые темные, обычно округлые выделения в породах являются теньвыми переработанными ксенолитами. На разных участках интрузива количество этих ксенолитов резко уменьшается и в таких случаях становится совершенно очевидным факт появления роговой обманки наряду с присутствием перекристаллизованных ксенолитов. Появление роговой обманки в гранитах во всех случаях связано с явлениями гибридизма.

Рассматривая вопрос о некоторой неоднородности состава главной интрузивной фации, необходимо остановиться на вариациях в количественно-минеральном составе гранитоидов (табл. 3). Содержание главного компонента пород - калиевого полевого шпата - подвержено значительным вариациям от 30 до 50%, причем не всегда он преобладает над плагиоклазом. Соотношение этих минералов варьирует $Pl:Or$ от 1,5 до 0,5.

Особенно изменчиво содержание кварца - от 6-7% до 20-25, редко 36%, хотя макроскопически это не всегда замечается. Содержание биотита довольно равномерное (2-5%), однако обыкновенная роговая обманка колеблется в весьма значительных пределах - от 0,5 до 10-12%. Результаты количественно-минерального подсчетов нанесены на диаграмму (фиг. 7 и 8) классификации гранитоидов Куплетского-Гендлера и отвечают биотит-роговообманковым гранитам, отклоняющимся-



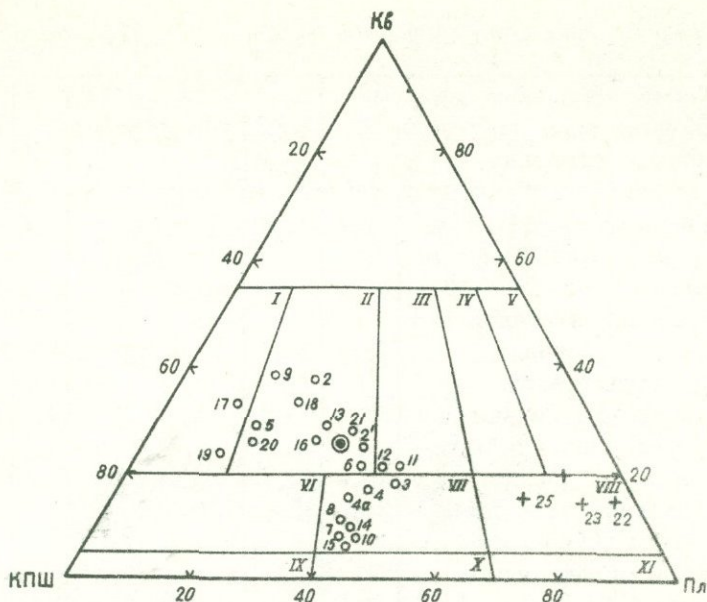
Фиг. 7. Диаграмма количественно-минерального состава гранитоидов Амзачиманского массива по В. С. Коптев-Дворникову и др. (1969). 1-15 - Гранитоиды главной интрузивной фации; 16-20 - жильные породы 2 этапа; 21-25 - ксенолиты. I. Алясцит. II. Гранит. III. Адамеллит. IV. Гранодиорит. V. Тоналиты. У1. Кв. сиениты. VII. Кв. монзонит. VIII. Кв. монцодиорит. IX. Кв. диорит. X. Сиенит. XI. Монзонит. XII. Монцо-диорит. XIII. Диорит, габбро.

ся к кварцевым монзонитам и типичным адамеллитам, а по классификации В. С. Коптев-Дворникова и др. (1969) состав пород варьирует в полях адамеллита - кварцевого монзонита.

Вопрос номенклатуры гранитоидов до сих пор дискутируется в петрографической литературе. Ранее (Брегер, Левинсон-Лессинг и др.) и особенно в последнее время наметилась тенденция расширения поля адамеллитов, как пород, переходных от гранитов к гранодиоритам и имеющих равные количества калишпата и плагиоклаза, причем последний состава андезина (Джогансен, 1941; Беус, 1965; В. С. Коптев-Дворников, 1969).

Порфиroidные роговообманковые граниты (адамеллиты) представляют собой крупнозернистого сложения резкопорфиroidные породы с крупными удлинёнными кристаллами розового калишпата (фиг. 9). Под микроскопом граниты характеризуются отчетливой гипидиоморфнозернистой структурой, переходящей на отдельных участках в неравномернозернистую гранулитовую.

Порфиroidные биотит-роговообманковые граниты имеют варьирующий состав и состоят из калишпата (30-50, редко 55-60%), плагиоклаза (15-45%), кварца (7-10 до 20, реже 25-30%), роговой обман-



Фиг. 8. Диаграмма количественно-минерального состава гранитоидов Амзачиманского массива по Б. М. Куплетскому - В. Е. Гендлеру (1962). 1-15 - Гранитоиды интрузивной фазы (табл. 3); 16-20 - аплиты, аплит-пегматиты (табл. 5); 21-25 - ксенолиты (табл. 4). I. Щелочные граниты. II. Граниты. III. Адамеллиты. IV. Гранодиориты. V. Плагиограниты и тоналиты. VI. Кварцевые сиениты. VII. Кварцевые монзониты. VIII. Кварцевые диориты. IX. Сиениты. X. Монзониты. XI. Диориты.

Таблица 3а

Минералы	I структурная гр.			II структурная гр.			III структурная гр.		
	1	2	средн.	1	2	средн.	1	2	средн.
Калишпат	38,8	34,4	36,6	43,6	58,4	51,0	1,6	3,2	2,4
Плагиоклаз	30,9	28,5	29,7	10,4	7,0	8,7	56,2	44,4	50,3
Кварц	13,9	25,2	19,5	46,0	34,6	40,3	14,1	20,1	17,1
Амфибол	5,2	6,9	6,1	-	-	-	2,4	6,2	4,3
Бiotит	6,2	3,4	4,8	-	-	-	-	-	-
Пироксен	-	-	-	-	-	-	24,2	25,1	24,6
Акцессории	5,0	1,6	3,3	-	-	-	1,5	1,0	1,3
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

ки (2,5-10%) и биотита (2,5-7,5%). Этим связаны переходы в главной интрузивной фации к адамеллитам, кварцевым монзонитам и гранодиоритам, а в эндоконтактах - к сиенито-диоритам.

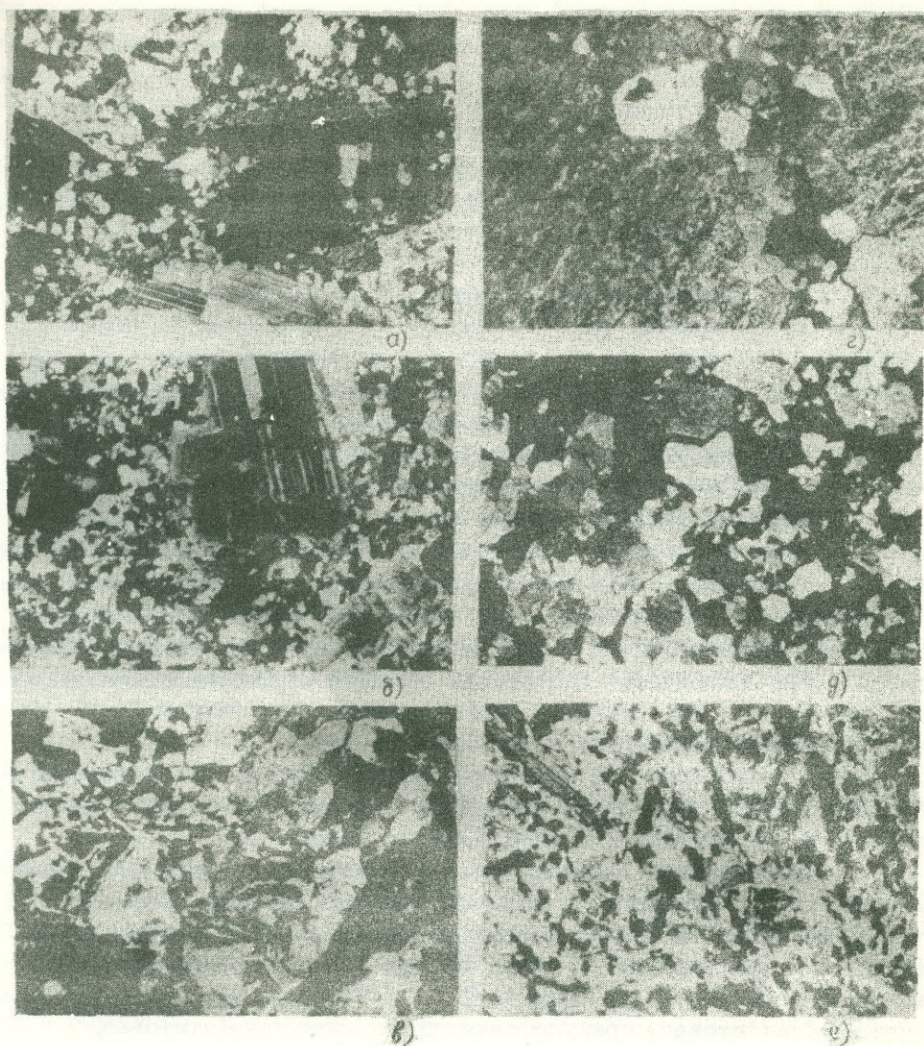
Таблица 3

Количественно-минеральный состав интрузивных пород в объемных %

№ шли-фа	Порода по данным микроскопического изучения и местонахождение	Пл	Кпш	Кв	Амф	Би	Хл	Руд	Аки
104	Гранит, ущ. М. Гильют	29,7	33,8	18,9	2,7	6,8	-4,4		3,7
105	Гранит "Лисий питомник"	23,3	35,9	36,2	-	2,0	1,3	1,0	0,3
106	Гранодиорит эндоконтакт, Б. Гильют	38,9	29,7	17,8	2,6	4,7	1,5	3,0	2,6
167	Адамеллит верх. ущелья М. Гильют	35,2	34,6	14,6	4,2	4,0	2,2	3,2	1,8
107	Гранит микропегматитовый, М. Гильют	15,0	50,0	25,0	3,6	2,4	1,0	1,5	1,5
110	Адамеллит р. Агстев	36,2	38,8	20,0	0,5	3,5	-	0,3	0,7
130	Гранит лейкократовый р-н месторождения	30,0	35,0	32,0	-	2,0	-	-	1,0
128	Кварцевый сиенит пер. Архошан	25,2	48,6	4,2	10,6	4,5	2,1	1,0	1,0
125	Гранит-миароловый Центр. бугор	14,9	46,9	33,2	-	0,9	2,1	1,0	1,0
180	Кв. сиенит ср/зерн. Памбакский хребет	32,4	37,6	6,4	12,4	5,2	3,0	1,0	2,0
169	Гранодиорит, с. Фиолетово	37,1	29,7	21,8	2,0	3,0	1,0	3,9	1,5
170	Адамеллит, с. Фиолетово	38,0	35,0	20,0	1,0	3,0	1,0	0,5	1,5
175	Гранит, Аюкджур	26,2	38,6	24,2	1,5	3,5	2,0	2,5	1,5
178	Кв. сиенит, дорога на пер. Архошан	37,4	44,6	7,0	4,5	2,6	1,5	0,5	2,0
	Средний состав Амзачиманского массива, 14 опр.	30,4	37,8	21,7	3,3	3,4	1,3	1,5	1,6

Калиевый шпат представлен крупными (2-4 см) кристаллами, как правило, пертитизированными; развивается также и в основной лейкократовой массе в тесных срастаниях с кварцем и в теневых ксенолитах, где он заполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза. Нередко в калишпате кварц образует идиоморфные выделения и графические структуры. На границе с калишпатом появляется мирмекит (фиг. 9).

Плагиоклаз образует несколько генераций: ранняя - резко-зональная № 25-67, более распространенная поздняя - слабозональная - № 26-32. Для плагиоклаза характерны крупные выделения (1-2 см)



Фиг. 9. а) Порфириовидный биотит,—роговообманковый гранит с наложенной мелкозернистой гранобластовой структурой основной массы. Ник. X, ув. 45; б) Ранние изометричные зональные кристаллы плагиоклаза № 36—67. Ув. 45; в) Субграфические структуры срастания кварца и калишпата в гранитах. Ник. X, ув. 40; г) Псевдоидиоморфные выделения позднего кварца в ортоклазе. Ник. X, ув. 60; д) Среднезернистая лейкократовая структурная группа гранулитовой структуры. Ник. X, ув. 20. е) Мелкозернистая структурная группа в гранитах призматически зернистой структуры. Ник. X, ув. 20.

изометричной и удлиненной формы. Часто реликты кристаллов плагиоклаза включены в калишпат. Плагиоклаз нередко серицитизирован. Кварц образует как идиоморфные кристаллы в калишпате, так и псевдоксеноморфные выделения в основной массе. В кварце характерны пойкилитовые включения калишпата.

Биотит часто развивается по роговой обманке. Роговая обманка развивается как в тневых ксенолитах, так и образует sdвойникованные крупные выделения.

Микроструктуры порфировидных гранитов

Основной отличительной особенностью порфировидных гранитов Амзачиманского массива является их неравномерная зернистость и присутствие различных структурно-минеральных групп (табл. 3а).

1. Крупнозернистая мезократовая структурная группа, характеризуется гранитовым составом с заметной недосыщенностью кремнеземом. Здесь отчетливо выделяются две генерации плагиоклазов: плагиоклаз-1 имеет резко зональное строение (№ 67-32 и № 48-21); плагиоклаз-II слабозонален (№ 32-22). Калишпат-1 резко ксеноморфен по отношению к плагиоклазу-1, но более или менее идиоморфен по отношению плагиоклаза-II и всегда корродирован их. Кварц-1 выделяется после калишпата-1. Роговая обманка образует идиоморфные sdвойникованные кристаллы. Биотит корродирован. Много сфена, апатита, циркона и магнетита.

Размер зерен 0,2-0,8 см. Структура гипидиоморфнозернистая. Последовательность выделения минералов: плагиоклаз-1, калишпат-1, плагиоклаз-II, роговая обманка, биотит, кварц-1.

2. Мелкозернистая лейкократовая структурная группа имеет аляскитовый состав с заметной пересыщенностью кварцем. Структурные взаимоотношения свидетельствуют об одновременной кристаллизации кварца-II и калишпата-II. Здесь же присутствует несколько более ранний плагиоклаз-III состава № 22-18. Размер зерен 0,1-0,3 мм. Структура аплитовая, гранулитовая, реже микропегматитовая.

3. Мелкозернистая меланократовая структурная группа имеет особое положение и представлена перекристаллизованными гранитизированными "ксенолитами" (сгустки темноцветных и "тени"). Структурная группа: характеризуется диоритовым, тоналитовым и гранодиоритовым составом. Кроме дезинтегрированных гранулитовых, гранобластовых, аллотриоморфно-зернистых структур встречаются реликтовые призматически-зернистые и перекристаллизованные псевдогаббровые структуры. Темноцветные минералы образуют реакционный ряд: диопсид, роговая обманка, биотит. Плагиоклаз замещается олигоклазом и ортоклазом и вместе с кварцем выполняет интерстиции.

Составы отдельных минерально-структурных зон нанесены на диаграмму Куплетского-Гендлера (фиг. 8). Выявляется довольно интересная закономерность, пролившая свет на генетические особенности порфировидных гранитов Амзачиманского массива. Точки составов - крупнозернистой мезократовой части пород попадают в поле гранитов главной фации, в то время как состав основной мелкозернистой массы от-

вечает составу аляскита и точки их располагаются в поле щелочных гранитов. В то же время состав третьей структурной группы, отражающей состав переработанных ксенолитов, варьирует между составом кварцевых диоритов-тоналитов. Эти особенности состава порфирировидных биотит-роговообманковых гранитов выявляют те главные особенности процессов петрогенезиса, которые выражались в гибридизме исходной эвтектической гранитной магмы, с одной стороны, с другой — в процессах ее дифференциации вплоть до щелочных гранитов.

Другой характерной особенностью микроструктур порфирировидных гранитов являются явления катаклаза, которые выражаются в волнистом угасании и трещиноватости кварца-II и ортоклаза-I. Хотя и плагиоклаз-II проявляет волнистое угасание, но для него более характерно смещение (сдвиги и изгибание) двойниковых полосок (фиг. 9). Местами очень четко выражены явления изогнутости и растянутости листочков биотита. Хотя и на минералах второй структурно-минеральной группы явления катаклаза проявились значительно слабее, тем не менее основная аляскитовая масса залечивает трещины в кристаллах ортоклаза и плагиоклаза первой структурной группы, проникает по швам их, а нередко дает "язычковые" внедрения. С этим связано проявление наложенных гранобластовых структур в калишпате с идиоморфными очертаниями кварца. Указанные факты свидетельствуют о тектонических подвижках различной интенсивности, сопровождающих процесс кристаллизации гранитов. Таким образом, деформации граниты подвергались еще до полной кристаллизации, когда существовал остаточный расплав аляскитового состава, залечивающего результаты катаклаза. Кроме того, по-видимому, в условиях давления происходило и частичное перемещение неполностью закристаллизовавшегося кашеобразного расплава.

Еще на одну особенность кристаллизации интрузива следует обратить внимание. Своеобразная порфирировидная структура гранитов, выраженная выделениями крупных кристаллов калишпата, явно не порфирировидного характера. Вкрапленники калишпата, с одной стороны, иногда обрастают каймой нарастания с несколько отличающейся ориентировкой, с другой — они корродируются (или обтекаются) плагиоклазом-II и минералами второй структурной группы. Появление их связано с благоприятной обстановкой кристаллизации и роста вкрапленников калишпата, которая определялась условиями и высокой концентрацией калия, летучих и, особенно, высокого парциального давления паров воды.

Более позднее выделение роговой обманки и биотита связано, на наш взгляд, с изменившимся в связи с кристаллизацией ранних генераций плагиоклаза-II и калишпата-I составом остаточного расплава, обогатившегося окислами кальция, магния и железа, вследствие взаимодействия с ксенолитами основных пород.

Важным, с точки зрения анализа микроструктур порфирировидных гранитов, является вывод об ассимиляционном характере роговой обманки и в смещении состава остаточного расплава к составу аляскита (II структурная группа), что отчетливо подчеркивается идентичным составом аплитов и пегматитов.

Ксенолиты

Ксенолиты встречаются повсеместно, но распределены они неравномерно и местами отсутствуют. Размеры обычно небольшие (от 1-3 до 3-5 см редко более). Формы этих включений эллипсоидальные, округлые, удлинённые (фиг. 9). Однако остроугольные формы почти не встречаются. Состав первичных пород восстановить невозможно, так как они в различной степени переработаны. Бесспорно то, что они не попали в интрузию при внедрении за счет обрушения кровли, но частично вынесены из больших глубин. Состав их, судя по продуктам новообразований (диориты, тоналиты, вплоть до гранодиоритов) отвечает основным эффузивам, существенно пироксен-плагиоклазовым габброидам, возможно амфиболовым сланцам цоколя магматического очага. Под микроскопом их удается выделить в самостоятельную структурно-минеральную группу, отличительной особенностью которой является меланократовость. Структура призматически-зернистая, габбровая, панидиоморфно-зернистая. В минералогическом составе встречаются: моноклинный пироксен, роговая обманка, биотит, плагиоклаз. Сравнительно редко отмечаются кварц и калишпат (фиг. 9а, б, в). Из других минералов отметим: сфен, хлорит, апатит, карбонат, магнетит и др. аксессуарии. Г. П. Багдасаряном отмечается постоянное присутствие до 1-2% андалузита.

Таблица 4

Типы ксенолитов и их количественно-минеральный состав

Типы ксенолитов	Пл	Кпш	Кв	Пи	Амф	Би	Хл	Кал	Акц
I. Ороговикованные эффузивы	60-70	0-3	0-5	5-10	5-15	-	1-5	1-3	1-2
II. Плагиоклаз-пироксеновые	45-60	0-5	0-3	15-30	5-7	-	0-3	1-3	2-5
III. Полевешпат-амфиболовые	35-45	5-10	10-15	1-5	15-20	0-5	1-5	1-5	2-3
IV. Калишпат-кварц-биотитовые	30-35	20-25	15-20	0-5	5-10	10-15	0-3	1-2	2-3

По степени переработанности и количественно-минеральному составу выделяются 4 главных типа ксенолитов, отражающих последовательные стадии гранитизации: перекристаллизованные ороговикованные ксенолиты; существенно плагиоклазово-пироксеновые, полевошпат-амфиболовые и полностью переработанные калишпат-кварц-биотитовые. По составу они близки к кварцевым диоритам, тоналитам и гранодиоритам (табл. 4).

Эндоконтактовые фации

Среднезернистые и аплитовидные граниты. Эндоконтактовые фации Амзачиманского интрузива вместо традиционных "гибрид-

ных пород" представлены среднезернистыми, слабо порфиroidными розовыми гранитами и аплитовидными гранитами, характеризующимися повсеместно меньшим содержанием кварца и отклонением составов к кварцевым сиенитам и кварцевым монцонитам повышенной щелочности. Следует также отметить, что эти породы развиты лишь в ЮЮВ контактовой зоне вблизи выходов щелочных пород Тежсарского комплекса и несут явные признаки калиевого метасоматоза, а ССЗ зона интрузива перекрыта делювиальными отложениями (табл. 5).

Гранодиориты и сиенито-диориты возникают в участках, обогащенных ксенолитами и в контакте с среднеэоценовыми андезитовыми порфиритами и их пирокластами. Порфиroidный облик пород сохранен, хотя выражен не так резко как в Центральной части массива. Содержание темноцветных достигает 15–20%.

Фации сателлитов

Сателлитовые интрузивы комплекса порфиroidных гранитоидов представлены Фиолетовской и Цахкашенской интрузиями.

Фиолетовская интрузия выделена и детально описана В. Н. Котляром (1958) и Г. П. Багдасаряном (1966); в настоящее время ряд исследователей ставит под сомнение ее существование. Проведенные нами исследования интрузива и поисково-разведочные работы указывают на весьма маленький выход (на Фиолетовском бугре) коренных порфиroidных гранитов, аналогичных главной фации. Вся остальная часть, вплоть до Фроловой балки, представлена дезинтегрированной массой порфиroidных гранитов, превращенной в дресву с крупными скатанными обломками порфиroidных гранитов. В составе дресвы встречаются обломки порфиритов и ксенолиты. Контакты Фиолетовской интрузии повсеместно перекрыты наносами. Окончательно отвергнуть наличие Фиолетовской интрузии трудно, так как здесь встречаются кальцифированные образования, образовавшиеся за счет меловых известняков. Следует также отметить, что почти все скважины и горные выработки после небольших участков скальных выходов входили в дресвовидную массу.

Цахкашенская интрузия, обнажающаяся в северной части Такярлинского нижнемелового кварц-диоритового интрузива в виде дайкообразного тела, прорывающего с интенсивными явлениями К-метасоматоза кварцевые диориты Такярлинского массива и щелочные эффузивы Тежсарского комплекса, протягивается на 10 км от с. Ахундова до с. Меградзор при мощности 200–500 м. Впервые эта интрузия как часть верхнеэоцен-нижнеолигоценового возраста выделена нами и З. О. Чибухяном (1964, 1966). В составе интрузива преобладают мелкозернистые, иногда порфиroidные граниты, кварцевые сиениты, реже кварцевые монцониты, монцодиориты и сиенито-диориты, образовавшиеся частично за счет калишпатизации кварцевых диоритов собственно Такярлинского интрузива.

По существу, здесь мы имеем две подфазы, отчетливо выделяющиеся в ущелье Ахундов и Корчлу. Ранняя подфаза представлена монцонитами, монцодиоритами, сиенито-диоритами и др., а поздняя подфаза – аплитовидными, иногда порфиroidными гранитами, кварцевыми

Таблица 5

Краткая петрографическая характеристика отдельных фаций

Породы	Второстепенные фации	Эндоконтактные фации	Фации сателлитов. Аплитовидные граносиениты.	Породы субфазы
	Миароловые граниты	Ср. зерн. гранодиориты, граниты.		Кварцевые сиениты
Распространенность	Центральная часть массива	В эндоконтактах массива	Цахкашенский дайкообразный интрузив	В северном экзоконтакте массива,
Форма и размеры тел	Полосы и зоны широтного направления, шириной 120-150 м.	Полосы от 0,3-0,5 до 10-25 м.	Интрузив вытянут на 10 км при ширине 0,3 - 0,6 км.	Неправильной формы удлиненное тело пл, 20 кв. км.
Минералогический состав	Ортоклаз - 45-50%, олигоклаз - 15%, кварц - 30-35%, биотит - 1,0%, акцессории 1-2%. В миаролах ортит, биотит, калишпат, кварц молибденит, халькопирит.	Плагиоклаз №22-26/35-40%, калишпат - 30-40%, роговая обманка 5-10%, кварц - 10-25%, биотит - 2-3%, много акцессориев - 2-4%, особенно сфена.	Олигоклаз - 25-30%, ортоклаз 35-45%, кварц - 10-5%, темноцветных - 1-2%, акцессории - 0,5-1%.	Ортоклаз-микрпертит - 35-40%, плагиоклаз №-22-42, 25-35%, роговая обманка - 10%, биотит - 5%, моноклинный пироксен - 1%, акцессории - 1%.
Текстуры и структуры	Друзовая, миароловая, гипидиоморфнозернистая, гранулитовая.	Средне-равномернозернистая; катаклизированная, гипидиоморфнозернистая, часто гранобластовая.	Мелкозернистая порода, Гипидиоморфнозернистая, аплитовая.	Равномернозернистая; гипидиоморфнозернистая, монзонитовая.
Вторичные изменения.	Слабая хлоритизация темноцветных.	Интенсивная хлоритизация биотита и роговой обманки.	Цеолитизация, мусковитизация, хлоритизация.	Хлоритизация, альбитизация, турмалинизация
Примечание	Размеры миароловых полостей 1,5-3,4 см; по составу и форме близки к фациальным пегматитам.	Ксенолитов меньше, чем в центральной части массива.	Прорывает щелочные эффузивные, интрузивные породы и Такярлинский массив нижнемелового времени.	Много мелких ксенолитов.

сиенитами и др. Цахкашенская интрузия характеризуется своеобразной жильной серией: диорит-порфиры, гранит-порфиры, лампрофиры и диабазы. Согласно проведенным нами исследованиям (Меликсетян, 1964, 1966), Цахкашенская (Корчлинская) интрузия имеет большое сходство с Ахавнадзорской интрузией и рассматривается вместе с порфиroidными гранитами Амзачиманского массива как завершающие субщелочные гранитоидные интрузивные фазы Тежсарского щелочного кольцевого комплекса, однако имеющих различный эрозионный срез. Позже А. И. Карапетян (1969) также выделил Цахкашенскую интрузию из состава Такярлинского массива и включил ее в состав верхнеэоцен-нижнеолигоценового комплекса.

Радиологические данные Г. П. Багдасаряна (1966) и оптические определения З. О. Чибухчяна (1966) подтверждают правильность отнесения этой интрузии к верхнеэоцен-нижнеолигоценовому возрасту.

Субфаза кварцевых сиенитов

Эти породы под названием "кварцевые сиениты Памбака" впервые выделены В. Н. Котляром (1958). По мнению указанного автора, эти породы намечают дальнейший переход к породам щелочного ряда и прорывают Амзачиманскую интрузию и сами прорываются нордмаркитами и связанными с ними жилами, что позволяет выделить эту интрузию в субфазу порфиroidных гранитов.

Проведенные нами исследования позволили высказать мнение, что небольшой интрузив среднезернистых мезократовых кварцевых сиенитов расположенный на северном склоне Памбакского хребта (в районе СВ вершины г. Тежсар), тесно связан с выходами нордмаркитов щелочного комплекса, однако более интенсивно подвергнут явлениям гибридности за счет порфиритов среднего эоцена. Кроме того, наши наблюдения показали, что хотя контакты этих пород с Амзачиманским массивом задернованы, они повсеместно несут следы интенсивного калиевого метасоматоза в виде прожилков калиевого полевого шпата, а сами секут щелочные сиениты. Все эти факты позволяют выделить кварцевые сиениты в субфазу Тежсарского щелочного комплекса.

Жильно-магматические породы

С Амзачиманским массивом порфиroidных гранитов связаны многочисленные дайки жильных пород, представленные, с одной стороны, серыми жильными гранитами, розовыми аплитами, аплит-пегматитами и пегматитами, с другой стороны — более поздними единичными дайками гранит-порфиroidного и лампрофиroidного состава (табл. 6).

Жильные породы первого этапа

Аплиты лейкократовые и жильные граниты образуют небольшие (10–20 см) жилы обычно серовато-розового, кремового цвета. Это мелкозернистые плотные породы с аплитовой, реже гранулитовой структурой.

Аплиты миароловые встречаются сравнительно реже, чем плотные. Миароловая текстура обычно розовых аплитов подчеркивается присутствием небольших изометричных или линзовидных миарол, размером от 0,5 до 2 см, реже жилообразные выделения.

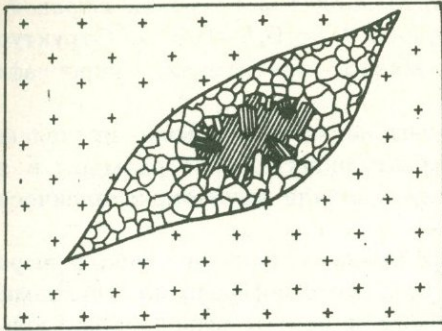
Аплит - пегматиты представлены более крупными дайками, мощностью до 1 м, при протяженности до 300-500 м. Это розовато-серые зональные тела, в которых проявлена в основном краевая аплитовая зона и зона среднезернистого пегматита. Как правило, зона блокового калишпата и двух генераций кварца проявлена в виде узких линзовидных выделений.

Таблица 6
Количественно-минеральный состав жильных пород (в объемн. %)

Породы	Пл	Кпш	Кв	Амф	Би	Пи	Вт	Акц
I этап внедрения								
149 Жильные граниты, М. Гильют	25,0	45,0	25,0	1,0	3,0	-	-	1,0
159 Аплит, лейкокра- товый, Б. Гильют	10,0	55,0	32,0	-	1,0	-	-	2,0
107 Аплит миароловый, Б. Гильют	12,0	58,0	25,0	-	2,0	-	-	3,0
144 Аплит-пегматит, Акопи-джур	20,0	44,0	30,0	-	-	-	5,0	1,0
108 Аплит-пегматит, мусковитовый	2,9	70,8	18,3	-	-	-	7,1	0,9
126 Пегматит зональ- ный ортитовый	15,0	55,0	25,0	-	-	-	1,0	4,0
II этап внедрения								
630 Гранит-порфир, „ Лисий питомник“	30,0	45,0	15,0	2,0	3,0	-	2,0	3,0
123 Диорит-порфирит, г. Гильют	65,0	-	-	22,0	8,0	5,0	3,0	2,0
171 Вогезит, дорога на Архошан	35,0	15,0	-	25,0	10,0	3,0	10,0	2,0
637 Спессартит, рай- он г. Айбасан	45,0	-	-	35,0	2,0	3,0	10,0	5,0

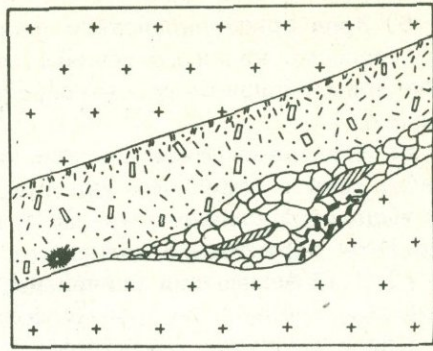
Пегматиты образуют небольшие, реже довольно крупные (мощностью 0,2-0,3, реже до 1,5 м) жилообразные и линзообразные фа-циальные пегматиты. Пегматиты обычно зональные. В пространствен-ном расположении жил отмечается определенная закономерность и приуроченность их к СВ эндоконтактной зоне. При небольшой мощнос-ти отдельные пегматитовые жилы имеют протяженность до 0,5 км.

В то же время фациальные шпировые пегматиты имеют небольшие размеры - от 5-10 см до 1 м, редко 3-5 м в поперечнике. Зональ-ность пегматитовых жил проявлена слабо (фиг. 10).



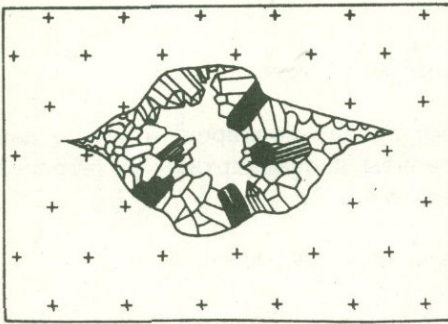
1 [+] 2 [cellular pattern] 3 [shaded area]

a)

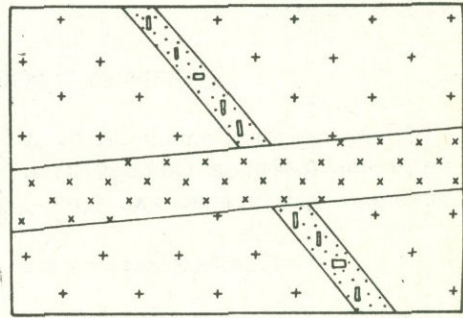


1 [shaded area] 2 [diagonal lines] 3 [cross-hatch] 4 [wavy lines] 5 [vertical lines]

z)

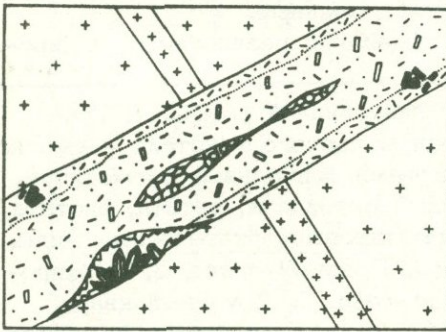


d)



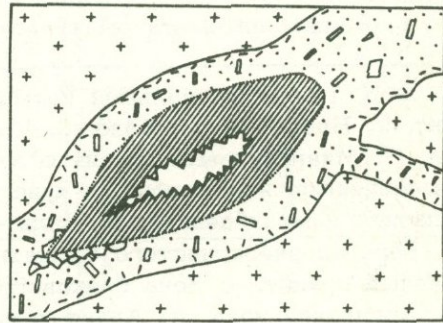
1 [+] 2 [x x] 3 [shaded area]

g)



1 [shaded area] 2 [diagonal lines] 3 [+] 4 [cross-hatch] 5 [cellular pattern] 6 [wavy lines]

b)



1 [+] 2 [shaded area] 3 [diagonal lines] 4 [wavy lines] 5 [cross-hatch]

e)

Фиг. 10. Условные обозначения см. стр.38

а) Аплитовая зона приурочена к контакту жил; мощность зоны варьирует от 1–2 до 5–10 см. Структура аплитовая, гранулитовая.

б) Зона среднезернистого пегматита является наиболее широкой по мощности жил и составляет от 0,1–0,3 до 0,5–0,6 м. Структура этой зоны гипидиоморфно-зернистая, микропегматитовая, микрографическая.

в) Крупнозернистая и блоковая зоны пегматита обычно проявлены слабо, хотя в отдельных участках имеют значительные размеры в виде выделений сливного кварца в ядрах жил или крупнокристаллические агрегаты пертитового калишпата.

г) Зона замещения проявлена, как правило, весьма слабо и выражена кварц-альбитовым и мусковитовым замещающими комплексами.

Для пегматитов характерны друзовые пустоты, выполненные кристаллами (3–10 см) калишпата, покрытого клевландитом, альбитом, горного хрусталя, аметиста и ортита. Друзовые пустоты приурочены как к центральным частям пегматитовых жил и линз, так и к контактовым частям.

Жильные породы второго этапа

Представлены единичными дайками гранит-порфиров, а также дайками лампрофиров (керсантиты, вогезиты и спессартиты). Петрографическая характеристика приведена в табл. 7.

Постмагматические изменения гранитов

Постмагматические изменения в биотит-роговообманковых гранитах выражены довольно слабо, хотя они и имеют повсеместное развитие. Выделяются два типа постмагматических изменений: ранние аутометасоматические и поздние гидротермальные.

1. Ранние аутометасоматические изменения развиваются в широ-

Фиг. 10. а) Фациальный пегматит линзовидной формы. 1. Гранит. 2. Блоковый ортоклаз. 3. Кристаллы горного хрусталя и аметиста. б) Миаролитовый гранит с зародышами фациальных пегматитов, выполненных идиоморфными кристаллами ортоклаза, ортита, биотита, апатита и молибденита. в) Аплит-пегматитовые ортитоносные жилы. 1. Зона среднезернистого пегматита. 2. Розовый аплит. 3. Порфиroidный гранит. 4. Зона блокового калишпата. 5. Друзовый кварц. 6. Аплитовая зона. г) Аплит-пегматитовые жилы с "карманами" блокового пегматита с ортитом. 1. Зона среднезернистого пегматита. 2. Выделения мусковита. 3. Крупнокристаллический калишпат. 4. Ортит. 5. Зона мелкозернистого пегматита. д) Пересечение аплитов-11 и аплит-пегматитовых жил. 1. Порфиroidный гранит. 2. Аплит поздней генерации. 3. Аплит-пегматит. е) Дифференцированный пегматит с ядрами сливного белого кварца с зародышами горного хрусталя. 1. Гранит. 2. Калиевый полевой шпат. 3. Кварц. 4. Аплитовидная зона. 5. Друзовые шетки.

Таблица 7

Краткая петрографическая характеристика жильно-магматических пород

Породы	Жильные граниты	Жильные породы I этапа			Жильные породы II этапа		
		аплиты	аплит-пегматиты	пегматиты	гранит-порфиры	керсантиты	вогезиты
Распространенность	В центральных частях массива	В центральных и краевых частях	В юго-восточной части массива	В СВ краевой эндоконтактной полосе	В СВ эндоконтактной зоне	В центральной части массива	В центральной и восточной части массива
Формы и размеры тел	Небольшие тела мощностью 10-30 см	Протяженность 20-50м при мощности 0,3 до 1 м	Протяженность 300-500м, мощность 0,5-1,5 м	Жилы и линзы мощностью 0,3-1,5 м	Маломощные дайки /0,6-1 м/	Небольшие дайки мощностью 0,5 м	Небольшие дайки
Минеральный состав	Калишпат - 50-65%, плагиоклаз 23-25%, редко биотит и роговая обманка 1-3%, много ортита, кварц 20-35%	Калишпат - 50-6%, олигоклаз - альбит 5-15%, кварц 20-35, акцессории до 3-5%, много ортита, рутила 1-2%	Калишпат 45-70%, кварц 20-30%, альбит-олигоклаз 20-25%, редко биотит, много крупных кристаллов ортита	Ортоклаз 50-60%, альбит 20-30%, кварц 20-30%, мусковит - 2%	Калишпат - 50%, олигоклаз - 30%, кварц - 15%, темноцветные - 3%, акцессории - 2%	Плагиоклаз - 60-70%, роговая обманка - 25%, биотит - 10%, акцессории - 1%	Плагиоклаз 40-45, 30-35%, калишпат - 15%, роговая обманка 10-15%, биотит 5-10%, редко пироксен 2-5%
Текстура и структура	Мелкозернистая, аплитовая, гранулитовая	Мелкозернистая, аплитовая, миаролитовая	Среднезернистая, гипидиоморфнозернистая, гранулитовая	Зональность: а/ аплитовая, б/ среднезернистая, микропегматитовая, в/ крупнозернистая, блоковая, г/ зона замещения	Порфировая, основная масса аплитовая	Призматическозернистая, порфировая	Монцитонитовая, панидиоморфнозернистая.
Вторичные изменения	Альбитизация, эпидотизация	Альбитизация	Альбитизация, мусковитизация	Альбитизация, мусковитизация	Альбитизация, хлоритизация	Сильно эпидотизирован и карбонатизирован	Эпидотизация, хлоритизация
Примечание	Нередки вкрапленники калишпата	Миароловые пустоты	Пустоты выщелачивания с аметистом	Как правило слабо зональные, иногда друзовые пустоты	Среди вкрапленников к.п.ш., плагиоклаз	Отклонение состава к спессартитам	Аналогичные дайки развиты в Тежарском массиве

ком температурном диапазоне от высокотемпературных поздне-постмагматических до автогидротермальных низкотемпературных. К наиболее ранним высокотемпературным аутометасоматическим явлениям относятся альбитизация полевых шпатов, более интенсивно калишпатизация и параллельно с последним — биотитизация.

Сравнительно низкотемпературные аутометасоматические изменения выражены: хлоритизацией темноцветных минералов, эпидотизацией в ядрах зональных плагиоклазов и серицитизацией калишпата.

2. Поздние гидротермальные изменения стадии кислотного выщелачивания имеют локальное развитие и приурочены в виде зон в основном к пологопадающим широтным трещинам. Ширина гидротермально-измененных зон колеблется в пределах 1–5 м.

В развитии поздних гидротермальных изменений вокруг кварцевых жил замечается довольно отчетливо проявленная зональность, выражающаяся в смене хлорит-эпидот-кальцитовой ассоциации серицит-кварцевой ассоциацией, по совокупности черт близких к березитам.

Грейзенизированные породы не имеют площадного развития и представляют собой белые крупнозернистые породы, гранолепидобластового сложения, с новообразованиями кварца и мусковита. Серицитизация развивается как по плагиоклазу, вплоть до полного замещения, так и по калиевому полевому шпату. В последнем случае развит процесс альбитизации калишпата. В наиболее интенсивно серицитизированных участках биотит и хлорит также непосредственно замещаются серицитом.

Березитизированные породы развиваются вдоль кварцево-сульфидных прожилков и жил (Акопи-джур, Муравятник). Намечаются две зоны: внешняя — хлорит-эпидот-кальцитовая и внутренняя — кварц-серицитовая, хотя, как правило, хлорит и карбонат почти всегда присутствуют. Характерна вкрапленность пирита.

Количественно-минеральный состав грейзенизированных и березитизированных пород приведен в табл. 8.

Таблица 8
Количественно-минеральный состав гидротермально-измененных порфиридных гранитов

№ п/п	Породы и место торождения	Пл	Кпш	Кв	Амф	Би	Сер	Хл	Ка	Руд	Акц
166	Грейзенизированный гранит, Цклаки-ахпюр	22,0	28,0	34,0	-	-	15,0	2,0	1,0	1,5	0,5
141	Измененный гранит, Акопи-джур	12,0	37,0	31,0	1,5	0,5	8,0	2,0	5,0	2,0	1,0
131	Измененный гранит, Муравятник	15,0	35,0	30,0	-	2,0	5,0	8,0	1,0	2,0	2,0
135	Березитизированный гранит, то же	10,0	33,0	40,0	-	-	12,0	0,5	1,0	2,5	1,0

Таким образом, среди поздних послемагматических процессов кислотного выщелачивания правомерно выделить двух температурных фаций: среднетемпературной – кварц-серицитовые метасоматиты и низкотемпературной – березиты (кварц-серицит-карбонат (хлорит).

Таблица 9
Химический состав гидротермально-измененных
грейзенизированных порфировидных гранитов

Окислы	Средний состав порфировидного гранита (14ан.)	Измененный гранит, м-ние Муравятник (обр. 134)	Измененный гранит, м-ние Цклаки-ахпюр (обр. 166)	Средний состав грейзенизированных гранита (2ан.)	Грейзенизированных, порфировидный гранит, Приморье, м-ние Вознесенск
SiO ₂	67,36	75,65	77,85	76,75	75,18
TiO ₂	0,35	0,10	0,15	0,12	0,05
Al ₂ O ₃	16,77	12,64	12,17	12,41	13,83
Fe ₂ O ₃	1,73	0,11	0,50	0,31	0,69
FeO	1,44	1,50	0,25	0,82	0,60
MnO	0,09	0,07	0,02	0,04	0,03
MgO	1,49	0,38	0,94	0,66	1,42
CaO	3,04	1,62	0,60	1,11	0,71
Na ₂ O	3,62	0,40	1,60	1,00	1,08
K ₂ O	4,06	3,70	6,00	4,70	4,10
P ₂ O ₅	0,11	1,46	0,16	0,81	-
п.п.п.	0,55	2,80	0,45	1,67	2,55
Сумма	100,61	100,43	100,69	100,40	100,24

По химическому и минеральному составу (табл. 9) среди пород стадии кислотного выщелачивания правильнее выделить два типа измененных пород – среднетемпературные кварц-серицитовые метасоматиты (Цклаки-Ахпюр) с молибденитовой минерализацией и околотрешинные низкотемпературные измененные породы типа березитов с золото-шеелитовой минерализацией (Акопи-джур, Муравятник). При гидротермальном изменении выносятся TiO₂, Fe₂O₃, Al₂O₃, CaO, MgO, частично FeO и Na₂O и привносятся SiO₂, K₂O, H₂O, F, S.

Г л а в а 1У

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Калиевый полевой шпат

Щелочной полевой шпат является преобладающим минералом порфировидных гранитов и жильных пород раннего этапа внедрения и представлен, по крайней мере, двумя генерациями.

Ранняя генерация микропертитового калиевого полевого шпата представлена крупными (1-4 см) удлинёнными по третьей кристаллографической оси кристаллами розового цвета. Пертиты образуют плетчатые, иногда жилковидные выделения.

Калишпат второй генерации слагает вместе с кварцем вторую мелкозернистую структурную группу ксеноморфных выделений, размером 0,1-0,3 мм. Поздний калишпат интенсивнее альбитизирован, с характерными выделениями пятнистого пертита.

Таблица 10
Средние значения оптических констант калинатровых полевых шпатов Амзачиманского массива (по 30 измерениям.)

Главные типы пород	2V	Углы погасания		Показатели преломления		Упорядочение		Структурно-оптический тип по А.С. Марфунину	Состав
		$I(010)$ Ng	$I(001)$ Nm	Ng'	Np'	Δ_0	Стр		
Порфировидные граниты	80	6,5°	6°	1,527	1,522	0,36	0,40	Высокий триклинный ортоклаз	Or ₇₀ Ab ₃₀
Кварцевые сиениты	78	13,5°	7°	1,525	1,519	0,92	0,85	Низкий триклинный ортоклаз	Or ₇₅ Ab ₂₅
Аплиты, пегматиты	66	12°	10°	1,529	1,523	0,55	0,55	Промежуточный триклинный ортоклаз	Or ₆₅ Ab ₃₅

Оптическая упорядоченность калишпатов по формулам А. С. Марфунина (1962): степень триклинной упорядоченности $S_{mp} = 0,025$ ($2V - 44^\circ$); оптическая триклинность $\Delta_o = 0,555$, $\perp (010) < Ng$. Компонентный состав калишпата определялся по диаграмме А. С. Марфунина ($-2V$, $\perp (010) < Nm$) и диаграмме Таттла (1952) по показателям преломления (Ng' и Np').

Приведенные замеры ориентировки калишпатов указывают на сложный кали-натровый химизм и различную упорядоченность и степень триклинности калинатровых полевых шпатов. По результатам замеров ориентировки и показателей преломления (табл. 10) вычислены по формулам А. С. Марфунина (1962) степень оптической триклинности - S_{mp} и оптическая триклинность - Δ_o калишпатов, а также вычислен их компонентный состав.

Совершенно однозначно фиксируется принадлежность калишпата - 1 из гранитов (преимущественно вкрапленники) к высокому - промежуточному ортоклазу с ориентировочным составом. При переходе к калишпату основной массы и к калишпату из аплитов и пегматитов возрастает их степень упорядоченности и оптическая триклинность и содержание альбитового компонента. По систематике калишпатов А. С. Марфунина они относятся к промежуточному триклинному ортоклазу. В то же время $-2V$ гранитов по 28 замерам не выходит за пределы $54-64^\circ$, составляя в среднем 60° .

Рентгенометрические исследования показывают, что вкрапленники калишпата представлены моноклинной разностью (отсутствие рефлексов $d(130)$, $d(131)$). Однако отмечается присутствие триклинной калиевой ($10-15\%$) и натриевой (5%) фаз.

Как видно из пересчетов, вкрапленники по сравнению с калишпатом основной массы более чем в 2 раза обеднены альбитовым компонентом и близки по составу к калишпату из аплитов и пегматитов. Сравнительно обогащен натриевым компонентом калишпат из среднезернистых гранитов (табл. 11).

Кристаллохимические формулы калинатровых полевых шпатов: К-154. Порфиновый вкрапленник из гранита ($K_{0,64} Na_{0,20} Ca_{0,07}(Al_{1,07} Fe_{0,02} Si_{2,91})O_8$. К-107. Калишпат из основной массы ($K_{0,41} Na_{0,45} Ca_{0,03} Al_{1,1} Fe_{0,03} Si_{2,87})O_8$. К-148. Калишпат из ср/зерн. гранита ($K_{0,46} Na_{0,28} Ca_{0,09} Al_{1,13} Fe_{0,03} Si_{2,84})O_8$. К-161. Калишпат из пегматита ($K_{0,60} Na_{0,20} Ca_{0,03} Al_{1,04} Fe_{0,02} Si_{2,94})O_8$. К-637. Калишпат из аплита ($K_{0,74} Na_{0,18} Ca_{0,03} Al_{1,02} Fe_{0,02} Si_{2,96})O_8$.

Как видно из кристаллохимических формул, в составе калинатровых полевых шпатов присутствует анортитовая составляющая, причем калишпат вкрапленников и из среднезернистых гранитов содержит $7,8-11,5\%$ $Ан$ тогда как ортоклазы из аплитов, пегматитов, основной массы гранитов резко обеднены им ($3-3,8 Ан$). Средняя температура кристаллизации Амзачиманских гранитов по составам сосуществующих плагиоклаза и калишпата составляет примерно 800° пределы ($700-900^\circ$), а жильных дифференциатов - $550-600$ (табл. 12).

Касаясь генезиса порфировых вкрапленников калишпата из гранитов, следует отметить, что, во-первых, в Амзачиманском массиве, как и

Таблица 11

Химический состав калиевых полевых шпатов

Окислы в вес. %	Вкрапленник калишпата из порфиroidных гранитов (К-154)	Калишпат основной массы порфиroidных (К-107)	Калишпат из среднезернистых гранитов (К-148)	Калишпат из зонального блокового пегматита (К-161)	Калишпат из жилы метааплита К-637
SiO ₂	64,00	64,04	64,53	64,83	83,80
TiO ₂	-	-	0,16	-	0,16
Al ₂ O ₃	19,99	22,03	21,46	19,87	19,01
Fe ₂ O ₃	0,71	0,81	1,03	0,63	0,31
FeO	0,43	0,18	0,14	0,14	0,43
MnO	0,011	-	0,01	-	0,01
MgO	-	-	-	-	-
CaO	1,39	0,68	1,98	0,63	0,55
Na ₂ O	2,25	5,25	3,25	2,50	2,0
K ₂ O	11,0	7,04	8,00	11,0	12,50
п.п.п	0,74	0,66	0,42	0,2	0,60
Сумма	100,52	100,69	100,98	99,80	99,37
Минералы	Or _{71.4} Ab _{20.8} An _{7.8}	Or _{46.7} Ab _{49.5} An _{3.8}	Or ₅₆ Ab _{32.5} An _{11.5}	Or _{73.3} Ab _{24.4} An _{3.3}	Or _{79.5} Ab _{27.5} An _{3.0}

Анализы выполнены в ИГН АН Арм. ССР, аналитиками В. А. Баба-ян и З. Ш. Гаспарян.

Таблица 12

Составы сосуществующих калишпатовых полевых шпатов и плагиоклазов^x

Типы пород и генерации калишпата	Ортоклаз		Плагиоклаз		Температура равновесия С°
	Or	Ab	Ab	An	
Вкрапленники калишпата-1 из гранита	76,5	23,5	68	32	700°
Калишпат-II основной массы	48,5	51,5	80	20	900°
Калишпат из ср/з зерн. гранитов	63,0	37,0	66	30	800°
Калишпат из пегматита	75,5	24,5	78	22	550°
Калишпат из аплита	82,0	18,0	79	30	600°

^x Температуры кристаллизации определены по диаграмме Барта (1956).

в Вохчинском (Мегринский плутон), они появляются в контаминированных гранитах, во-вторых - их выделение связано не только с кристаллизацией из расплава, но и с метасоматическим разрастанием.

Многочисленные исследователи (Куплетский, 1947; Афанасьев, Перчук и др.) считают образование вкрапленников как процесс только метасоматический (микроклинизация), связанный с К-метасоматозом ранней щелочной стадии. Однако, имеющиеся данные по амзачиманским калишпатам, относящимся к высоко-промежуточным ортоклазам состава $Or_{74}Ab_{26}$ температура кристаллизации позволяют отстаивать их первоначально магматический генезис с дальнейшим разрастанием в автосоматическую стадию. Причем, в магматическую стадию в связи с нарушением хода кристаллизации вследствие контаминации происходит уменьшение числа центров кристаллизации и уменьшение поверхностной энергии, что приводит к росту крупных кристаллов (собирательная кристаллизация).

Плагиоклаз

В гранитах присутствует в значительном количестве - 20-50%. Образует призматические, иногда изометричные кристаллы, размером от 0,5 до 5 мм. Выделяются три генерации плагиоклаза:

1. Зональные призматические, иногда изометричные кристаллы, часто двойникового строения (манебахские, альбитовые) - от $N_{\bar{6}} = 67-65$ до $N_{\bar{6}} = 35-36$.

2. Идиоморфные тонко-прямолинейные сдвойникованные лейсты в виде триад альбитовой серии, редко зональные. Состав от $N_{\bar{6}} = 36-37$ до $N_{\bar{6}} = 23-24$.

3. Поздний короткопризматический слабозональный плагиоклаз в основной массе. Сдвойникован по альбит-карлсбадскому и карлсбадскому законам. Состав довольно постоянный $N_{\bar{6}} = 25-20$.

Интерес представляют основные плагиоклазы-1 состава лабрадора ($N_{\bar{6}} = 67-65$) в ядрах зональных кристаллов, являющиеся реликтовыми кристаллами ксенолитов или результатом частичного магматического выплавления пород субстрата. Характерна прямая неколеблущаясь прерывистая зональность: в ядрах $N_{\bar{6}} = 67-64$, края, в одном случае $N_{\bar{6}} = 35-36$, в другом - $N_{\bar{6}} = 20-21$, с промежуточной зоной $N_{\bar{6}} = 47-48$. Появление указанной зональности, а также различие в составах плагиоклаза основной массы (20-25% An) и более крупных зерен (35-37% An) связано с контаминацией.

Определение степени упорядоченности плагиоклазов порфириовидных гранитов позволило выявить ряд интересных закономерностей процесса кристаллизации. Как известно, степень неупорядоченности в отношении $Al:Si$ увеличивается от анортита к альбиту (Марфунин, 1962), хотя и при любом составе плагиоклаз может становиться упорядоченным. В таком случае в зависимости от термодинамических условий будет варьировать и степень упорядоченности кислых и средних плагиоклазов, которые можно разделить на три группы.

1. Сравнительно упорядоченные с варьирующей - $\Delta_n = 0,5-1,0$ слабозональные плагиоклазы состава кислого ($N_{\bar{6}} = 20-25$) и реже основного ($N_{\bar{6}} = 28-30$) олигоклаза, являющиеся поздними генерациями гранита.

2. Частично упорядоченные - $\Delta n = 0,75-0,4$ плагиоклазы состава $N_{\bar{6}} = 26-32$, иногда 35-39, слагающие краевые зоны основных зональных плагиоклазов ранних генераций или внутренние зоны поздних генераций плагиоклаза.

3. Наименее упорядоченные $\Delta n = 0,25-0,30$ резкозональные плагиоклазы ранней генерации состава андезина ($N_{\bar{6}} = 40-48$), вероятно, и состава лабрадора ($N_{\bar{6}} = 65-67$).

Из рассмотрения состава и степени упорядоченности плагиоклаза порфириовидных гранитов Амзачиманского массива можно сделать вывод, что ранние интрателлурические генерации устойчиво неупорядоченных ($\Delta n = 0,30-0,25$) и переходных ($\Delta n = 0,4-0,75$) плагиоклазов состава андезина и лабрадора относятся к высокотемпературной серии (структура промежуточного типа), а более поздние плагиоклазы состава олигоклаза и олигоклаз-андезина, кристаллизующихся в камере становления интрузива, с варьирующей степенью упорядоченности $\Delta n = 0,5-1,0$ к низкотемпературным (перисторитовый тип). Таким образом, если учесть, что с увеличением анортитового компонента от плагиоклаза к лабрадору степень упорядоченности понижается, то главным фактором разупорядоченности этих плагиоклазов являлась высокая температура их кристаллизации и смена глубинных условий кристаллизации субвулканическими.

Кварц

Кварц присутствует в количестве от 8-12% в кварцевых сиенитах до 15-20% в роговообманковых гранитах, редко достигая 25-30% преимущественно в аплитах, миароловых гранитах и др. В целом СВ часть массива несколько богаче кварцем, чем ЮЮЗ контактовая зона. Содержание кварца в основной массе - мелкозернистой структурной группе довольно высокое - 30-45%.

Кварц образует ксеноморфные и псевдоморфные выделения в основной массе гранита. Однако, очень часто кварц встречается в виде идиоморфных шестиугольных очертаний в кристаллах ортоклаза, особенно на краях, реже встречаются микропегматитовые субграфические прорастания ортоклаза и кварца. Более часты пойкилитовые включения калишпата в кварце (фиг. 10).

Биотит

Биотит является второстепенной составной частью гранитов. Содержание его почти нигде не превышает 3-5%. Образует мелкие пластинки или чешуйки в интерстициях полевых шпатов в тесной ассоциации с амфиболом, который нередко он замещает. Биотит очень часто вместе с амфиболом образует неправильные пятнистые скопления (сгустки) за счет гранитизированных ксенолитов основных пород. Иногда отмечается обтекание темноцветными минералами, в том числе и биотитом, крупных порфириовидных вкрапленников калишпата. Главная масса биотита и, особенно, амфибола образуется за счет гранитизации ксенолитов. Биотит образуется в последние стадии гранити-

№ п/п	Породы	Характер плагиоклаза	К о о р д и н а т ы			2V	Состав плагиоклазов (Ап%) по диаграмме В.В. Никитина	Закон двойникования	Состав (№)-степень упорядоченности плагиоклазов по диаграмме А.С. Марфунина	
			Ng	Nm	Np					
I08	Гранит	Незональный	16	74,5	87	+84	32-34	⊥(010)	(26)	0.35
I06	Адамеллит	Слабозональный	16,5	73,0	88	-	36-37	⊥(010)	(28)	0.50
I16	"	Зональный:ядро край	12	78	88	+82	31-32	⊥(010)	(26)	0.50
I67	Ср. зерн. граносиенит	Незональный	9	82	88	-	29-30	⊥(010)	(24)	0.50
I67a	"	"	73,5	33,5	62,5	-80	36-38	⊥{010}	(30)	0.45
I30	Ср. зерн. кварц сиенит	"	27	64	89	-	42-43	⊥(010)	(40)	0.30
I52	Адамеллит	"	84	59	32	-81	36-37	⊥{001}	(32)	0.80
I52a	"	"	14	76	89	-	32-33	⊥(010)	(28)	0.75
I69	Гранит	Зональный:ядро промех. край	64	34	69	-78	42-43	сп.	-	-
			80	9	90	+86	27-28	⊥(001)	-	-
			85	8	83	+85	23-24		-	-
I70	Гранит	Незональный	14	75,5	89	-	33-34	⊥(010)	(28)	0.75
I03	Гранит-порфир	Слабозональный	7	84,5	87,0	-80	23-24	⊥(010)	(20)	0.30
I09	Аплит	"	10	80	87	-	30-31	⊥(010)	(22)	0.30
I18	Аплит-пегматит	"	4	87	88	-	23-24	⊥(010)	(20)	0.50
I07	Аплит-пегматит	"	11	79	89	-82	31-32	⊥(010)	(27)	0.75
I23	Лампрофир	"	28	63	88	-74	43-44	⊥(010)	(40)	0.25
I13	Ксенолит	Зональный	37	59	70	-	64-65	⊥(001)	-	-
I54	Гранит, обогащенный ксенолитами	Зональный:ядро край	29,5	61,5	85	-87	47-48	⊥(010)	(46)	0.30
			4	85	90	-80	20-21	⊥(010)	(18)	1.00
I10	Гранит, гибридный, обогащенный ксенолитами	Зональный:ядро край	38	58,5	71	-84	65-67	⊥(010)	-	-
			15	75	89		35-36	⊥(010)	(28)	0.6

зации ксенолитов как результат инфильтрационно-диффузионного взаимодействия аляскитовой магмы с ксенолитами основных пород. Этим можно объяснить невысокую стандартную и общую железистость биотитов из амзачиманских гранитов, соответствующую мероксенам (табл. 14).

Химический состав и пересчет кристаллохимической формулы даны в табл. 15. По классификации Хейнриха (1946), биотиты характеризуются низкой общей и стандартной железистостью^x (соответственно $f' = 35$ мол.%, $f'' = 45$ мол.%) и соответствуют предельно низким для гранитов (и монзонитов) содержаниям FeO (12,5%) и $Fe_2O_3 + TiO_2$ (менее 10%, т.е. 6,93%) и предельно высоким содержаниям MgO (12,91 %).

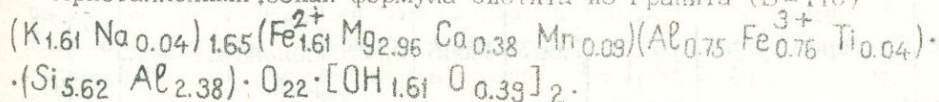
Таблица 14
Оптические свойства и состав биотита^{xx}

№ обр.	Породы	Плеохроизм	Средний показатель $N_m = N_g$	Железистость по В. С. Соболеву (1950)	Содержание по Хейнриху (1946)	Название разновидности
110	Гранит	От буровато красного по	1,620	46	20,0	Мероксен
116	Граносиенит	N_g до светло-желтого, почти бесцветного	1,621	47	20	—
119	Кв. сиенит	по N_p	1,623	48	23	—
108	Аплит		1,625	50	25	—
123	Лампрофир		1,619	43	19	—

Таблица 15
Химический состав и кристаллохимическая формула биотита (аналитик З. Ш. Гаспарян)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Сумма
36,46	0,30	17,23	6,63	12,50	0,70	12,91	2,70	0,12	3,25	1,80	99,80

Кристаллохимическая формула биотита из гранита (Б-113)



По указанным особенностям химизма биотит амзачиманских гранитов близок таковым из диоритов и тоналитов.

^x Здесь и в дальнейшем изложении различаются следующие выражения железистости. Удельная железистость $f^0 = \frac{Fe_2O_3 \cdot 100}{FeO + Fe_2O_3}$
 Общая железистость $f = \frac{FeO + Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \cdot 100$. Стандартная железистость $f' = \frac{FeO \cdot 100}{FeO \cdot MgO}$ мол.%

^{xx} Общая железистость биотитов (f'') определялась по диаграмме В. С. Соболева (1950) по кривой для биотитов из пегматитов, богатых фтором.

Амфибол

Присутствие амфибола в гранитах, как указывалось, обязано контаминации основных пород. Это отчетливо наблюдается по пятнам переработанных ксенолитов и по кучным скоплениям темноцветных минералов в гранитоидах. Роговая обманка в гранитоидах является второстепенным минералом и ее содержание не превышает 2-5%, редко достигая 10% в обогащенных ксенолитами разностях. Размеры выделений, как правило, идиоморфных кристаллов удлиненного габитуса не превышают 3-5 мм, редко несколько более. В шлифах роговая обманка характеризуется светлой слабо-зеленоватой окраской с хорошо выраженной призматической спайностью.

Иногда роговая обманка развивается по реликтовому пироксену, сохранившемуся в ядрах ее, редко замещается биотитом. Сравнительно широко развиты процессы вторичного изменения с новообразованием хлорита и карбоната. Очень редко можно наблюдать замещение буро-желтой роговой обманки яркой сине-зеленоватой разностью актинолита.

Оптические константы роговых обманок из порфировидных гранитов, аплит-пегматитов и ксенолитов приводятся в табл. 16. Ранняя гене-

Таблица 16
Оптические свойства роговых обманок из гранитов^x

№ обр.	Породы	-2V	Показатели преломления				Цвет	Железистость в мол. %	
			C:Ng	-0,003		Ng-Np		f'	f''
				Ng'	Np'				
104	Гранит	68	16	1,664	1,640	0,020	Буровато-зеленый	26	32
110	Гранит	84	13	1,650	1,628	0,024	Зеленовато-синий	8	15
112	Граносиенит	72	15	1,663	1,641	0,020	Желто-зеленый	25	31
168	Граносиенит	82	12	1,653	1,632	0,022	Зеленовато-синий	10	20
148	Ср. зерн. гранит	70	15	1,667	1,646	0,023	Зеленовато-бурый	30	37
116	Граносиенит	73	17	1,664	1,639	0,021	Желто-зеленый	26	32
108	Аплит-пегматит	74	14	1,666	1,642	0,023	Желто-бурый	30	36
122	Аплит	72	15	1,665	1,641	0,024	Зеленовато-бурый	28	33
117	Аплит	70	17	1,664	1,643	0,021	Зеленовато-бурый	26	32
123	Лампрофир	80	16	1,658	1,638	0,021	Буро-зеленый	20	25
161	Ксенолит	88	15	1,652	1,628	0,020	Желто-зеленый	10	20

^x Железистость: f' - по Треггеру; f'' - по В. С. Соболеву (1950).

рация обыкновенной роговой обманки ($2V = -68-74^\circ$; $C:Ng = 14-17$, $N'g = 1,664-1,667$; $N'p = 1,640-1,643$) представлена маложелезистой роговой обманкой ($f^I = 26-30$ мол.%, $f^{II} = 32-38$ мол.%). Поздняя метасоматическая разновидность представлена актинолитом ($2V = -82-84^\circ$, $C:Ng = 12-13^\circ$, $N'g = 1,650-1,653$, $N'p = 1,628-1,632$) очень низкой железистости ($f^I = 10$; $f^{II} = 20$).

Из рассмотрения оптики роговой обманки (небольшой угол $c:Ng$ низкие показатели двупреломления можно сделать вывод о ее близости к маложелезистым роговым обманкам, характерным, как и актинолит, для метаморфических пород актинолитовой фации. Определения железистости по оптическим константам удовлетворительно совпадают с результатами химического анализа.

Химический анализ обыкновенной роговой обманки из гранитов и пересчет кристаллохимической формулы приведены в табл. 17.

Таблица 17

Химический состав и кристаллохимическая формула обыкновенной роговой обманки (аналитик З. Ш. Гаспарян)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Сумма
48,56	0,95	9,86	4,63	8,35	1,05	12,29	11,63	1,10	0,62	1,84	100,28

Кристаллохимическая формула роговой обманки из гранита:
 $(Ca_{1.78} Na_{0.28} R_{0.1})_{2.16} (Fe^{2+}_{1.0} Mg_{2.63} Mn_{0.13})_{3.76} (Fe^{3+}_{0.5} Al_{0.66})_{1.16} [Si_{16.89} Al_{1.01} \cdot Ti_{0.1}] [OH_{1.72} O_{28}]$.

Фигуративная точка анализированной роговой обманки на диаграммах кальциевых амфиболов У. А. Дира и др. (1965) в зависимости от относительных количеств ($Na + K$) и Al^{IV} а также ($Al^{IV} + Fe^{3+} + Ti$) и Al^{IV} на формульную единицу соответствует обыкновенным роговым обманкам высоко-средней глиноземистости и пониженной железистости.

Замещение Si на Al как известно, может указывать на температуры кристаллизации. Исследования Харри (1950) и Дира (1965) показали, что чем большее количество Si замещается Al^{VI} в тетраэдрической координации в группе $Z = [Al + Si]$ и чем больше содержание Al^{IV} в октаэдрической координации в группе $Y = (Fe^{3+} + Al^{IV})$ тем выше температуры кристаллизации. Если сравнить приводимые указанными авторами данные средних количеств алюминия в группе $Z = [Si_{6.89} + Al_{1.11}]$ и $Y = [Al_{0.56}]$ то можно констатировать, что по составу и температуре кристаллизации этот амфибол близок к таковым группы диорита-трондъемита.

Моноклинный пироксен

Моноклинный пироксен в гранитах имеет явно реликтовый характер. Он встречается в составе слабо гранитизированных ксенолитов

в виде бледно-зеленых призматических зерен в ассоциации с лабрадором, либо в виде мелких корродированных неправильных зерен в гранитах, особенно, часто в составе третьей структурно-минеральной группы. Редко зерна пироксена сохраняются в ядрах роговых обманок. Содержание в породах 0-1%, в ксенолитах 25-45%. Пироксен-полевошпатовые ксенолиты встречаются как в гранитах, так и в аплитах и аплит-пегматитах.

Оптические константы (табл. 18) моноклинного пироксена из гибридизированных гранитов указывают на принадлежность его к салиту (средние оптические константы: $2V = +54^\circ$, $C:N_g = 40^\circ$, $N'_g = 1,71$, $N'_p = 1,68$). По диаграмме Хесса он соответствует магнизальной разности салита с $En_{42-46}Fs_{10-12}Wo_{44-46}$, а согласно двухкомпонентной диаграмме Хесса относится к диопсид-салиту с 20% геденбергитового ($CaFe^{2+}$) компонента. Можно с уверенностью утверждать, что диопсид-салит не кристаллизовался из магмы, а является реликтовым, ксеногенным минералом глубинных метаморфизованных пород.

Таблица 18
Оптические константы моноклинных пироксенов^x

№ обр.	Порода	Плеохроизм	+2V	C:N _g	Координаты			Показатели преломления		Состав салита
					N _g	N _m	N _p	N _g '	N _p '	
113	Реликты в гранитах	От бесцветного по N _g	55	41	66	43,5	56	1,710	1,678	En ₄₂ Fs ₁₂ Wo ₄₆
167	Ксенолит	до бледно-	53	37	65	43	55	1,706	1,674	
128	Ксенолит	желтого по N _p	54	38	64,5	43	54,5	1,708	1,677	En ₄₆ Fs ₁₀ Wo ₄₄

^x Состав салита по диаграмме Хесса и Полверваарта (1951).

Вторичные минералы

Из вторичных минералов в гранитах и жильных породах наиболее распространены мусковит, хлорит и эпидот-клиноцоизит, реже кальцит, цеолит.

Мусковит в гранитах чаще развивается по олигоклаз-андезину, замещая последний как с краев, так и с внутренних частей зональных кристаллов. Нередко мусковит замещает ортоклаз, реже - биотит. Особенно характерно для порфировидных гранитов присутствие довольно крупных чешуек мусковита (0,2-0,5 мм), являющихся по существу выражением слабо проявленного процесса грейзенизации. Аналогичные и более крупные пластинчатые выделения мусковита и скопления последних характерны для аплитов и особенно дифференцированных пегматитов и грейзенов. Слабо двуосен; $N_m = 1,590-1,595$, что позволяет отнести мусковит к разностям, бедным железом.

Хлорит чаще развивается по темноцветным минералам, особенно по биотиту. Как правило, тесно ассоциирует с другими минералами

послемагматического комплекса — эпидотом и кальцитом. Судя по низкому двупреломлению, плеохроизму в ярко-зеленых тонах и довольно высокому $N_m = 1,606$, относится к магнезиальной разновидности — пеннину.

Эпидот-клиноцоизит в гранитах и аплит-пегматитах встречаются в виде бледно-зеленых, бледно-желтоватых призматических кристаллов с характерной штриховкой на гранях. Показатели преломления и оптические константы следующие: 1) эпидот $N'_g \gg 1,78$, $N_p = 1,726$; $N_g - N_p = 0,040-0,060$; $2V = +76^\circ$; 2) клиноцоизит — $N'_g = 1,742$, $N'_p = 1,730$, $N_g - N_p = 0,012-0,015$ аномальное; $2V = +64^\circ$. Обе разновидности плеохроируют от бесцветного до бледно-желтовато-зеленого. Кроме того, встречается марганцевая разновидность пьедонтит, плеохроирующая в розоватых тонах ($N'_g = 1,719$, $N'_p = 1,709$, $2V = +80^\circ$, $N_g - N_p = -0,008-0,012$).

Г л а в а У

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ, ИХ АССОЦИИ, ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА

Акцессорные минералы порфировидных гранитоидов центральной части Армянской ССР были изучены крайне недостаточно. В работах предыдущих исследователей (Котляр, 1958; Багдасарян, Мурадян, 1967) приводятся скудные данные о распространении обычных для гранитоидов акцессорных минералов.

При проведении минералого-геохимических исследований порфировидных гранитоидов Амзачиманского массива использовалась в основном методика, разработанная в ИМГРЭ в Лаборатории акцессорных минералов В. В. Ляховичем (1961), которая ранее была применена с внесением некоторых изменений на Мегринском плутоне (Меликсетян, 1960, 1968) и Тежсарском щелочном комплексе (Меликсетян, 1964, 1970) и изложена в опубликованных работах автора.

Пробы отбирались весом 10–12 кг. Всего было отобрано 35 проб. После соответствующей обработки и просмотра фракций производился количественный подсчет минералов по методике, предложенной В. В. Ляховичем (1961).

Для более детальных исследований акцессорных минералов, отбирались мономинеральные фракции, которые подвергались спектральному, химическому, рентгенометрическому и оптическому исследованиям^х.

Количественные содержания акцессорных минералов в г/т в различных типах пород приводятся в табл. 19.

^х Приводимый ниже состав элементов-примесей в акцессорных минералах определен приближенно-количественным спектральным анализом в лаборатории ИГН АН Арм. ССР (М. Я. Мартиросян); рентгенометрический анализ редких акцессорных минералов выполнен в рентгенометрической лаборатории ИГН АН Арм. ССР (Э. Х. Хуршудян и Н. В. Ревазова); оптические константы некоторых акцессорных минералов замерены Г. С. Саргсян.

Содержание аксессуарных минералов в г/т в породах Амзачиманского массива

№	Фации пород Ми-нералы	Адамеллиты главной интр. фации	Граниты миа- ролитовые	Кв. сиениты среднезер- нистые	Гибридные эндоконтак- товые фации	Пегматиты, аплит-пег- матиты	Жильные граниты, аплиты	Лампрофи- ры	Герезитизи- рованные граниты
1	Магнетит	14510	9627,8	28626	21071,0	2361	4628	21266,6	261,6
2	Мартит	624	2168,1	1824	907	101	268	1832,1	1284,6
3	Гематит	48,1	555,4	261,0	101,2	68,4	12,8	621,6	962,1
4	Лимонит	-	124	68,0	12,1	14,2	34,3	16,0	16,5
5.	Ильменит	167	213	212	-	132	121	ед.зн.	-
6	Анатаз	1,54	21,2	0,46	-	456,6	137,4	-	ед.зн.
7	Рутил	0,46	1,3	21,2	ед.зн.	137,1	131,1	-	-
8	Брукит	ед.зн.	0,35	ед.зн.	ед.зн.	214,3	181,0	-	-
9	Лейкоксен	8,7	7,2	-	-	39,7	9,4	147,9	74,2
10	Сфен	1210,4	924,5	1862	3261	627,4	706,1	5859,4	18,9
11	Апатит	287,4	182,3	180,1	937,2	93,71	50,9	287,4	101,4
12	Ортит	95,8	196,4	86,4	0,107	487,7	254,1	ед.зн.	ед.зн.
13	Циркон	89,9	82,4	150,1	45,23	383,4	155,9	16,4	ед.зн.
14	Циртолит	0,81	54,6	12,4	ед.зн.	180,8	52,2	-	-
15	Гранат	17,74	2,58	1,44	2,52	36,37	1,9	-	-
16	Флюорит	0,8	7,8	1,25	ед.зн.	16,2	1,2	ед.зн.	11,4
17	Хромит	-	-	0,12	-	-	-	16,5	-
18	Иоцит	ед.зн.	-	-	ед.зн.	-	-	-	-
19	Торит	ед.зн.	6,2	4,2	-	4,5	6,4	-	-
20	Ураноторит	0,7	1,2	1,6	-	10,2	5,6	-	-
21	Торианит	ед.зн.	9,6	ед.зн.	0,8	0,8	1,2	-	-
22	Ильменорутил	-	-	-	-	ед.зн.	ед.зн.	-	-
23	Пироклор	0,25	0,46	ед.зн.	-	4,4	2,6	-	-
24	Гаттчетолит	0,25	1,2	ед.зн.	-	3,6	1,2	-	-
25	Чевкинит	-	-	-	-	ед.зн.	-	-	-
26	Кнопит	-	-	-	-	7,2	1,6	-	-
27	Монацит	-	ед.зн.	ед.зн.	-	16,2	10,4	-	-
28	Ксенотим	ед.зн.	2,6	-	-	13,4	2,8	-	-
29	Велерит	ед.зн.	ед.зн.	ед.зн.	-	1,6	1,2	-	-
30	Бадделейт	1,2	1,41	3,8	-	14,4	0,8	-	-
31	Шеелит	2,1	1,82	0,81	0,95	16,2	12,1	-	60,6
32	Вольфрамит	ед.зн.	ед.зн.	-	-	3,2	1,2	-	6,4
33	Касситерит	ед.зн.	ед.зн.	-	-	ед.зн.	ед.зн.	-	-
34	Медь	ед.зн.	-	ед.зн.	ед.зн.	-	-	-	ед.зн.
35	Олово	-	ед.зн.	-	-	ед.зн.	ед.зн.	-	-
36	Свинец	ед.зн.	0,25	-	-	0,5	0,1	-	-
37	Золото	ед.зн.	-	-	-	ед.зн.	ед.зн.	-	0,6
38	Цинк	0,39	0,24	0,59	1,12	0,8	0,9	0,2	-
39	Пирит	1,36	25,1	2,6	0,12	53,8	3,9	ед.зн.	12146
40	Молибденит	0,80	2,40	ед.зн.	-	5,25	2,78	-	-
41	Халькопирит	0,17	0,80	ед.зн.	ед.зн.	5,4	2,86	-	-
42	Борнит	-	-	-	ед.зн.	ед.зн.	ед.зн.	-	ед.зн.
43	Галенит	ед.зн.	0,45	-	ед.зн.	0,50	ед.зн.	-	41,2
44	Сфалерит	ед.зн.	-	-	ед.зн.	ед.зн.	ед.зн.	-	6,5
45	Реальгар	ед.зн.	-	-	-	ед.зн.	ед.зн.	-	-
46	Киноварь	-	-	-	-	ед.зн.	ед.зн.	-	-
47	Висмутит	ед.зн.	ед.зн.	-	-	1,2	0,6	-	1,24
48	Теллурид	-	-	-	-	ед.зн.	-	-	6,2
49	Пьомонтит	3,1	2,4	6,4	2,1	16,4	12,1	-	0,8
50	Андалузит	15,2	28,4	6,8	12,1	ед.зн.	ед.зн.	-	-

Характеристика и типоморфные особенности аксессуарных минералов

Группа железо-титановых минералов

Магнетит является наиболее широко распространенным и постоянным аксессуарным минералом, однако распределен он крайне неравномерно.

Магнетит в гранитоидах образует две генерации. Ранний магнетит-I образует идиоморфные октаэдрические кристаллы с характерными вицинальными наростами на гранях и структурами растворения, в ассоциации с темноцветными минералами. Магнетит-II представлен неправильными, часто мартитизированными "лапчатыми" выделениями.

Таблица 20
Содержание элементов группы железа в магнетитах^х

№ обр.	Породы	Содержание в вес. %					
		Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni
55	Порфиroidный гранит	0,25	0,10	0,015	0,16	0,0040	0,002
57	Порфиroidный гранит	0,17	0,10	0,012	0,12	0,0050	0,001
58	Пегматит	0,24	0,09	-	0,12	0,0020	0,001
59	Аллит-пегматит	0,15	0,11	0,047	0,08	0,0060	0,004
50	Аплитовая жила	0,80	0,16	-	0,28	0,0078	0,0015
52	Лампрофир	2,20	0,28	0,089	0,83	0,0068	0,0014
57а.	Гибридизированный гранит	0,54	0,19	-	0,24	0,0079	0,0013

^х Количественные спектральные анализы № 55, 57, 58, 59 выполнены в УФАН СССР (Н. Ярош), остальные - в ИГН АН Арм. ССР (Г. М. Мкртчян).

Как видно из табл. 20, где приведены химические определения элементов группы железа, порфиroidные граниты характеризуются пониженным содержанием двуокиси титана (0,15-0,80%) и трехокиси ванадия (0,09-0,19%), указывающие, с одной стороны, на сравнительно низкие температуры кристаллизации - 450-500° (по В. Ф. Баддингтону, 1963) в условиях восстановительной среды, во-вторых, на принадлежность их к собственно гранитоидной формации (Штейнберг, Фоминых, 1962, 1968). Концентрации других элементов этой группы - хрома, марганца, кобальта и никеля также не превышают величин, характерных для гранитов (Ляхович, 1968). Из других особенностей химизма отметим невысокое содержание Mg (0,03-0,15) и алюминия (0,08-0,15%). В то же время постоянно отмечается Zr (0,03-0,04%), Cu (0,006-0,03%), Pb (0,006-0,015%), Zn (0,025-0,20%), Ga (0,003-0,006%), Li (0,002-0,003%), спорадически встречаются As (0,02%), Be (0,0005%), Mo (0,0003%) и Nb (0,006%).

Гематит и мартит. Типичный пластинчатый гематит более характерен для гранитоидов, особенно в миаролитовых разностях. Более распространены псевдоморфозы гематита по магнетиту. Спектральными анализами в мартитах обнаружены: Ti (0,6%), V (0,05%), Cr (0,008%), Ni (0,003%), Co (0,002%), Ga (0,002%), Pb (0,3%), Mn (0,06%), Mo (0,001%), Th (0,0150), Cu (0,03-0,1%) и Li (0,001%).

Его содержание не превышает 7-13 редко 31 г/т и более.

Ильменит встречается в виде железно-черных таблитчатых кристалликов, размером до 0,5 мм. В породах ильменит ассоциирует с биотитом, где довольно крупные выделения ильменита окружены каемкой лейкоксона. Характерно присутствие высоких содержаний Nb (0,03-0,1%), Ga (0,003%), Ge (0,0003%), Y (0,050%), V (0,03%), Zn (0,1-0,3%), Cu (0,1%), Be (0,001%), Mn (0,3-1%), Cr (0,0003%) и Ni (0,003%), реже встречаются Pb (0,15%), Bi (0,25%), As (0,03%), Sn (0,008%), Yb (0,01%), La, Ce (0,2-0,3%).

Иоцит встречается в виде мелких (0,06-0,08 мм) идеальных шариков железно-черного цвета. Часто поверхность шариков матовая, заметны небольшие полости и пузырьки. В иммерсии они просвечивают темно-бурым цветом с показателем преломления больше 2,0. Изотропен.

Рутил встречается в виде красно-коричневых призматических кристаллов. Кроме того встречается, особенно в пегматитах, черный рутил (нигрин). В пегматитах и аплитах помимо красно-коричневых и черных рутилов встречаются сноповидные игольчатые агрегаты рутила серовато-желтого и черного цвета.

Разнообразие форм выделения и агрегатов рутила связано с позднематматическими процессами рутилизации, сфена, с одной стороны, с другой - с образованием рутиловых псевдоморфоз по кристаллам анатаза. В различных морфогенетических типах рутила Амзачиманского массива установлены повышенные концентрации марганца (0,04-0,15%); ванадия (0,03-0,10%), скандия (0,01-0,03%), Y (0,1-0,2%), La (0,1-0,3%), Ce (0,1-0,3%), Th (1,0%), Nb (0,1-0,3%).

Анатаз - один из наиболее характерных титановых акцессорных минералов гранитов Амзачиманского массива.

Выделяются три морфогенетических типа:

1. Остропирамидальные, остроконечные кристаллы с сильно развитыми гранями (111) и характерной грубоступенчатой штриховкой. Наиболее обычны бледно-желтый, черный и коричневый цвета.

2. Усеченно-дипирамидальные, дипирамидально-призматические, таблитчатые кристаллы, образован-

Таблица 21
Состав элементов-примесей
в рутилах

	Красный	Черный	Серый
Mn	0,015	0,15	0,04
Ti	10	10,0	10,0
V	0,03	0,08	0,10
Zr	0,03	0,5	0,02
Nb	0,1	0,2	0,15
Y	0,20	0,1	0,03
La	0,06	0,1	0,3
Ce	0,3	0,3	0,1
Se	0,02	0,01	0,03
Th	1,0	0,03	-

ные гранями дипирамиды (111), или (112) и призмы (110). Цвет синий, черно-бурый.

3. Псевдооктаэдрические кристаллы желтого, зеленого и коричневого цвета. Характерны формы (112), (113).

Таблица 22

Состав элементов-примесей в анатазах

№ обр.	Цвет	Mn	V	Mo	Zr	Nb	Ta	Sn	Y	Ce	Se
83	Черный	0,15	0,08	0,006	0,5	0,25	0,15	0,03	0,1	1,0	0,01
66	Бурый	0,1	0,03	0,003	0,3	0,30	-	0,03	0,1	0,3	0,03
65	Синий	0,06	0,03	-	0,07	0,15	-	0,01	0,3	0,5	0,06
72	Зеленый	0,08	0,03	0,001	0,20	0,50	0,03	0,01	0,1	0,75	0,04
54	Коричневый	0,1	0,03	0,002	0,2	0,20	-	0,006	0,3	0,06	0,02
51	Бесцветный	0,15	0,06	0,001	0,25	0,30	0,015	0,015	0,3	0,5	0,03

Весьма характерны для анатазов различных цветов ниобий (0,1-0,5%), (0,01-0,15%), (0,01-0,03%), а также скандий (0,01-0,06%) и др. (табл. 22).

Брукит является также довольно распространенным минералом и встречается в виде характерных таблитчатых и пластинчатых кристаллов с остроконечной усеченной головкой и вертикальной штриховкой.

Из характерных для кристаллов брукита форм отметим хорошо развитые грани призмы (100), реже (110) и дипирамиды (122) и (112). Цвет брукита ярко-желтый и оранжево-коричневый с красноватым оттенком. Показатели преломления брукита, замеренные в фосфорных жидкостях $n_g' = 2,67$, $n_p' = 2,52$, $n_g - n_p$ невысокое, $n_g - n_p = 0,15$. Спектральным анализом в брукитах установлены ниобий (0,3-1,0%), цирконий (0,15-0,3%) и олово (0,1-0,3%). Как и для других титановых минералов, характерны повышенные содержания элементов группы железа (0,1-0,3% Mn от 0,1-0,15% V), а также иттрия (0,10-0,30%), редких земель (0,1-0,6%) и тория (0,3%).

Лейкоксен встречается в виде неправильных угловатых зерен с шероховатой, исчербленной поверхностью. Цвет серый, кремво-желтый, коричневый, иногда белый, буро-желтый, обычно агрегатно плеохроирует и имеет вид ватообразных выделений. Лейкоксен образуется за счет ильменита, а также рутила и анатаза. Характерны примеси Au (0,007%), Sn (0,003%), Nb (0,15), Mo (0,01%), W (0,01%) и др.

Группа кальциево-редкоземельных минералов

Ортит - очень характерный акцессорный минерал порфировидных гранитов, аплитов и пегматитов Амзачиманского массива. В главной интрузивной фации его содержание не превышает 100-200 г/т; в то

же время миароловые граниты и эндоконтактовые фации заметно обогащены ортитом (196–207 г/т). Интерес представляет обогащенность аплит-пегматитов и пегматитов ортитом, достигающая в среднем 250–490 г/т, а в редких ортитоносных аплитовых жилах – до 500–800 г/т.

Ортит в гранитах присутствует в таблитчатых по (100), вытянутых по второй кристаллографической оси кристалликах, размером 0,1–0,2 мм, редко более. В ортитоносных аплитах и пегматитах ортит представлен в виде неравномерной вкрапленности, гнездообразных скоплений в сростаниях с амфиболом в зальбандах жил, реже – в виде крупных идиоморфных кристаллов, размером 4–6 см, в длину, иногда более крупных (2х 5х 10 см). Все отмеченные особенности распространения ортита указывают на его связь с явлениями усвоения железа и магния из основных пород, широко развитых в пределах интрузива в виде переработанных ксенолитов.

В шлифах ортит имеет красно-бурую, коричнево-желтую, часто неравномерную зональную окраску. Часто края приобретают бледно-желтую окраску, либо обрастают каемками эпидота, характеризующегося более высоким двупреломлением и слабым плеохроизмом в желто-зеленоватых тонах. Эпидот не только обволакивает выделения ортита, но выполняет в нем мелкие трещинки.

Показатели преломления в зависимости от железистости ортитов варьируют в довольно широких пределах. Темноокрашенные черно-бурые ортиты имеют более высокие показатели преломления: $N_g^1 = 1,81$, $N_m = 1,780$, $N_p^1 = 1,772$; светлоокрашенные: $N_g^1 = 1,777$; $N_p^1 = 1,758$; эпидотовая каемка: $N_g^1 = 1,785$; $N_p^1 = 1,723$. Плеохроизм ортита сильный: по N_g – красновато-бурый; по N_p – светло-коричневый до почти бесцветного, $N_g - N_p = 0,032, - 0,036$, $2 V = -78^\circ$, реже 74° .

В замещенных пегматитах нередко неправильные бурые зерна красновато-бурого изотропизированного ортита ($N = 1,72$), по краям покрытого серовато-желтыми продуктами разложения.

Химические составы ортитов Амзачиманского массива приведены в табл. 23 и 24. Приведенные анализы свидетельствуют об изменчивости состава и его принадлежности к магнезиальной разновидности с умеренным и изменчивым (16,83–24,2%) содержанием редких земель и радиоэлементов ($Th = 0,83\%$, $U = 0,0024\%$).

Как показывает рентгеноспектральная расшифровка состава редких земель, амзачиманские ортиты характеризуются резко выраженным цериевым и неодимовым максимумами, при отсутствии редких земель иттриевой подгруппы.

В составе элементов-примесей следует отметить высокое содержание элементов группы железа, особенно Mn , Ti (1–3%), (0,1%) и Se (0,03%). Кроме того, постоянно встречается Ge (0,003%) и Bi (0,003%) реже Sn и Mo . Остальные элементы обычны для ортитов и устанавливаются по типу изовалентного и гетеровалентного изоморфизма.

Сфен является постоянным и наиболее распространенным аксессуарным минералом.

Выделяются три морфогенетические разновидности сфена.

1. Ранний бледно-желтый сфен-1 образует идиоморфные конверто-

Химические составы и кристаллохимические формулы ортитов Амзачиманского массива

Окислы	1	2	3
SiO ₂	28,36	25,88	29,68
TiO ₂	0,84	0,73	2,05
ThO ₂	0,93	0,67	-
Al ₂ O ₃	16,80	22,71	13,85
La ₂ O ₃	6,53	6,73	9,68
Ce ₂ O ₃	10,38	10,10	14,52
[Pr, Na] ₂ O ₃	2,55	-	-
Fe ₂ O ₃	10,06	19,40	7,30
FeO	7,26	-	8,15
MnO	0,60	-	0,40
MgO	2,45	2,11	2,75
CaO	11,34	12,34	4,24
SpO	-	-	5,01
Na ₂ O	0,61	-	1,04
K ₂ O	0,23	-	1,40
H ₂ O -	1,24	-	0,30
H ₂ O +	0,16	-	0,05
U	0,0024	0,002	-
Сумма	100,642	100,672	100,42
Аналитик	И. С. Разина	М. М. Стукалова	А. К. Неверова
Автор	Б. М. Меликсетян (1962)	И. Г. Магакьян (1956)	В. Н. Любофеев, В. С. Балицкий (1961)

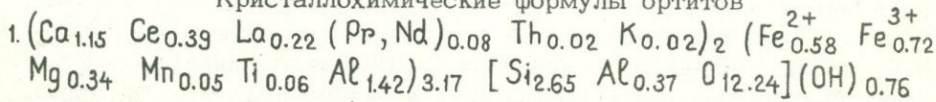
Таблица 24

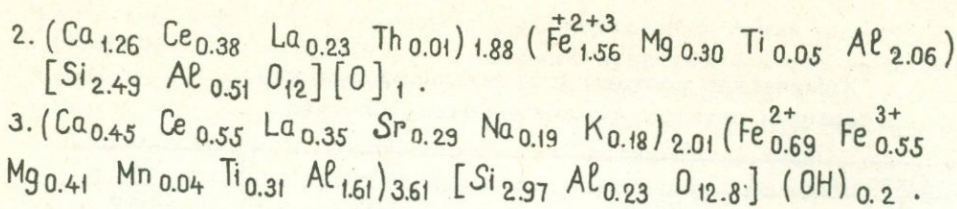
Состав редкоземельных элементов в ортите в %
от $\sum TR_2O_3 = 100^x$

	$\sum TR_2O_3$	La	Ce	Pr	Nd	Eu	Cd
1	19,46	33,5	53,4	4,6	8,4	-	0,1

^x Расшифровка состава редких земель в ортите выполнена Д. А. Минеевым, ИМГРЭ. Для расчета кристаллохимических формул анализов И. Г. Магакьяна (2), В. Н. Любофеева и В. С. Балицкого (3) в $\sum TR_2O_3$ приближенно принято содержание Ce₂O₃ = 60%, La₂O₃ = 40%.

Кристаллохимические формулы ортитов





образные и удлиненно-призматические полупрозрачные кристаллы размером 0,25–0,60 мм. Показатели преломления $N_g' = 2,02$, $N_p' = 1,83$, $N_g - N_p = 0,190$. Плеохроизм в буро-желтых тонах.

2. Поздний темно-желтый, бурый непрозрачный сфен-II образует неправильные лапчатые выделения в ассоциации с измененными темно-цветными минералами. Содержит много включений рутила, магнетита и более интенсивно лейкоксенизирован. Размеры - 0,5–1 мм и более. Показатели преломления: $N_g' = 2,08$, $N_p' = 1,88$, $N_g - N_p = 0,180$. Плеохроизм заметный. Кристаллы встречаются редко (фиг. 11).

Таблица 25
Содержание редких элементов-примесей в сфене^х

№ обр.	Порода	Содержание в вес. %				
		ΣTR_2O_3	Y_2O_3	Nb_2O_5	ThO_2	U
C-61	Сфен желтый из порфириовидных гранитов	3,64	0,35	0,34	0,03–0,1	0,002

Содержание лантаноидов в % от ΣTR_2O_3 принятой за 100

ΣTR_2O_3	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Y
3,64	13,5	38,5	6,2	20,6	4,1	3,6	1,2	0,3	0,8	-	0,4	10,8

^х Определения ThO_2 и U выполнены Н. Антонян; Nb_2O_5 - Сазоновой (ИМГРЭ), Y_2O_3 , TR_2O_3 и расшифровка редких земель аналитиком Пахомовой (ИМГРЭ).

3. Поздний розовый сфен-III явно пневматолито-гидротермального генезиса. Образует крупные выделения и кристаллы пинакоидального габитуса. Прозрачен. Включений не содержит. Встречается в пегматитах и аплитах. Показатели преломления: $N_g' = 2,00$, $N_p' = 1,84$.

В составе сфенов отмечается заметно высокое содержание суммы редких земель (3,64%) и пониженное содержание иттрия и ниобия; во-вторых, они слабо радиоактивны и содержат преимущественно торий. В составе лантаноидов в целом преобладают редкие земли цериевой подгруппы, на долю которых приходится 85% от ΣTR_2O_3

В составе элементов-примесей сфенов, отличающихся высокой изоморфной емкостью, преобладают редкоземельные элементы и иттрий (0,1–0,3%). Постоянно встречаются высокие содержания олова (0,01–0,03%), ниобия (0,01–0,03%), циркония (0,03%) и ванадия (0,1–0,2%). В бурых сфенах отмечается повышенная концентрация Al, Mg, Mn.

Ni, Co и Zn. Кроме того, спорадически, чаще в сфенах из аплитов и пегматитов появляются Mo, Bi, Pb, Ag, Li.

Кейльгауит. В некоторых альбитизированных пегматитах встречены существенно редкоземельные сфены двух типов: а) бесцветные пластинчатые кристаллы (фиг. 11); б) сплошные темно-бурые зернистые массы. Показатели преломления близки: $N_g' = 2,10$, $N_p' = 1,886$. Двупреломление порядка 0,040-0,060.

Судя по рентгенограмме порошка, описываемые редкоземельные сфены по сравнению с обычным сфеном характеризуются заметным возрастанием межплоскостных расстояний в малых углах, что сближает их с кейльгауитом. Спектральные анализы показывают высокое содержание алюминия, железа, циркония, иттрия и редких земель. Они характеризуются также высокой радиоактивностью и высоким содержанием скандия. Кроме того иногда обнаруживаются следы As (0,04%), Zn (0,05%) и Au (0,003-0,01%).

Апатит совместно со сфеном весьма типичен для гранитов с явными признаками гибризма.

Для порфировидных гранитов Амзачиманского массива характерно присутствие трех морфогенетических разновидностей: бесцветных водяно-прозрачных, беловато-серых и темноокрашенных "плеохроичных" апатитов.

1. Водяно-прозрачные апатиты-1 характеризуются нормально-призматическим габитусом (удлинение 1:2 - 1:3), размером 0,1-0,3 мм. Встречаются во всех типах пород, характерные кристаллографические формы (1010), (1011), реже (1120) и базопинакоид (0001). Показатели преломления варьируют в небольших пределах: $N_o = 1,633-1,637$, $N_e = 1,629-1,632$; $N_o - N_e = 0,004-0,006$, что позволяет отнести их к фтор-гидроксил-апатитам с 80-90% CaF_2 - компонента (Трёгер, 1958).

2. Беловато-серые, молочно-белые, апатиты, чаще неправильной формы, размером 0,2-0,5 мм. Характерны для альбитизированных гранитов, березитов и аплитов. Показатели преломления несколько выше: $N_o = 1,640$, $N_e = 1,636$.

3. Темноокрашенные апатиты характеризуются нормально- и короткопризматическим габитусом с преимущественным развитием следующих простых форм: (1010), (1011). Грани кристаллов шероховатые, ребра сглажены. Размер кристаллов 0,16-0,35 мм, редко 0,5-0,6 мм. Дымчатая и темно-бурая до черной окраска обусловлена, как известно, включениями тонкодисперсных частичек магнетита и темноцветных минералов. Такие апатиты отчетливо плеохроируют. Показатели преломления заметно повышены: $N_o = 1,648$, $N_e = 1,642$.

Приведенные данные количественных спектральных анализов (табл. 26) свидетельствуют о редкоземельной их природе. Содержание суммы редких земель составляет 1,41-1,52%. Причем, в составе редких земель наблюдаются два резко выраженных максимума - цериевый и неодимовый и более слабо выраженный - иттриевый. В апатитах постоянно присутствуют: Th 0,01-0,02% и уран (0,005%).

Из других элементов-примесей в апатитах Амзачиманского массива присутствуют (табл. 26): Mo (0,0003%), Cu (0,0002%), Pb

Содержание редких элементов-примесей в апатитах^x

№	Порода	Содержание в %			
		ΣTR	Y	Th	U
A-51	Порфириовидный гранит	1,52	0,046	0,007	0,005

Содержание лантаноидов в % от ΣTR принятой за 100 и тория в вес. %

№ обр.	ΣTR	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Lu	Yb	Y	Th
60	1,41	25,4	60,6	3,0	6,1	0,2	0,3	0,6	0,3	0,1	0,3	3,4	0,009
51	1,52	34,3	50,2	2,0	8,8	0,1	0,1	0,7	0,3	0,1	0,3	3,1	0,007
72	1,44	33,8	49,4	3,9	12,5	0,4	-	-	-	-	-	-	12,5
55	1,43	34,9	49,6	3,0	7,4	0,2	0,1	0,8	0,3	0,1	0,2	3,4	0,021

^x 60 - миароловый гранит; 51 - порфириовидный гранит; 72 - пегматит; 55 - среднезернистый кварцевый сиенит. Спектрохимические количественные определения ΣTR и Th и расшифровка состава редких земель выполнены Г. М. Мкртчяном и Л. Б. Сарухян (ИГН АН Арм. ССР).

(0,001%), Y (0,03%), Sr (0,02%), а в темных апатитах всегда повышено содержание Mn, Ti, V, Zn, Ni (0,02-0,01%).

Флюорит образует мелкие (0,2-0,6 мм) неправильной формы выделения. Реже встречаются кристаллы кубической формы. Окраска обычно неравномерная бледно-фиолетовая, иногда темно-фиолетовая и бесцветная. Изотропен, $N = 1,435$. В составе элементов-примесей характерны Mn (0,2%), Mo (0,0007%), Cu (0,01%), Ag (0,0004%) Y (0,006%), La (0,08%), Sr (0,03%), Ba (0,01%), следы V, Li, Be.

Гранат. Довольно часто как в породах главной интрузивной фации, так и в апатитах встречается гранат. Цвет граната розовый, изотропен, $N = 1,80$. Весьма характерны идиоморфные ромбододекаэдрические кристаллы. Судя по спектральному анализу, гранат относится к ряду альмандин-спессартит: Mn (1-3%), Fe, Mg (> 10%), Y (0,03-0,10%), V (0,03%), Cr (0,005%), Ti (0,03-0,2%), Ge (0,001%), Ga (0,003%), Be (0,001%), Zn (0,01%) и др.

Пьезонтит постоянно отмечается в составе акцессорных минералов гранитов. Образует пластинчатые кристаллы призматического габитуса и выделения неправильной формы, размером 0,1-0,3 мм. Цвет нежно-розовый. Плеохроизм отчетливый: по Ng - зеленовато-желтый, Nm - бледно-розовый, Np - розовый до пурпурного. Удлинение отрицательное, $Ng' = 1,719$, $Np' = 1,709$, $Ng - Np = 0,013$. Двуосный отрицательный, $2V = 76-80^\circ$, $r > v$. Содержание марганца довольно высокое (1-3%). Реже встречается туллит.

Группа редкоземельно-иттриевых минералов

Монацит является редким акцессорным минералом гранитов и пегматитов. Встречается в виде пластинчатых, уплощенно-таблитчатых кристаллов. Характерные кристаллографические формы: (100), (010) и (110). Размер кристаллов 0,12–0,2 мм. Цвет монацита янтарно-желтый, желтый до бесцветного. Прозрачен. Показатели преломления $Ng' = 1,849$, $Np' = 1,804$, $Ng - Np = 0,050$. Иногда слабо изотропен.

Таблица 27

Рентгенометрическая характеристика монацита

№:	№ п. п.		№ п. п.	
	I	d/n	I	d/n
1.	3	3,453	11.	6 1,740
2.	8	3,209	12.	4 1,664
3.	10	3,018	13.	1 1,600
4.	7	2,780	14.	3 1,528
5.	3	2,592	15.	1 1,471
6.	2	2,417	16.	1 1,357
7.	3	2,161	17.	3 1,331
8.	7	2,122	18.	3 1,275
9.	6	1,949	19.	2ш 1,236
10.	6	1,838	20.	1 1,110

Таблица 28

Химический состав монацита (в %)

Эл.		Эл.	
Эл.	%	Эл.	%
Cu	0,05	Y	0,1–0,3
Na	0,01	Yb	0,003
Si	0,02	La	3,0
Ti	0,005	Ce	6–10
Mg	0,003	Th	0,3–1,0
Al	0,004	Se	0,03
Fe	0,006	P	1–3

Ксенотим так же, как и монацит, встречается редко и то в мигматических гранитах и дифференцированных пегматитах. Ксенотим встречается в виде дипирамидальных кристаллов серого, желто-серого цвета. Показатели преломления ниже, чем у циркона: $Ng' = 1,820$, $Np' = 1,720$. Двупреломление высокое, порядка $Ng - Np = 0,100$. Спектральным анализом в ксенотимах установлены: Zr (1–3%), Y (3–5%), Yb (0,3–1,0%), La, Ce (0,1–0,3%), P (2–8%), Be (0,001%), Se (0,03%), Th (7,0%), U (4,0%).

Кнопит установлен преимущественно в аплит-пегматитах и пегматитах Амзачиманского массива. Как правило, в обогащенных титановыми минералами (анатаз, брукит, сфен) породах встречаются смоляно-черные октаэдрические мелкие (0,02–0,1 мм) кристаллы редкоземельного перовскита-кнопита, очень похожего на пироксид. В иммерсии просвечивает бурным цветом. Анизотропен, с низким двупреломлением порядка 0,006–0,010. Показатель преломления $N \gg 2,32$.

Спектральным анализом установлены: Ca (1–3%), Fe (0,3–1,0%), Na (0,1–0,3%), Mn (0,05%), Ti (2–5%), V (0,01%), Cr (0,001%), Zr (0,01%), Y (0,3%), Yb (0,05%), La (3–6%), Ce (10%), Be (0,002%), Se (0,03%), Th (0,6–1,0%).

Чевкинит встречен в альбит-мусковитовых пегматитах в виде буро-оранжевых неправильных осколков, размером 0,1–0,2 мм. Блеск сильный, смолистый. В иммерсии слабо плеохроирует в бурых тонах. Частично изотропизирован, $N > 2,0$. Спектральным анализом уста-

новлены: Si (8,0%), Al (1-3%), Mg (0,3%), Ca (10%), Fe (0,6-1,0%), Na (0,3%), Ti (10%), Nb (0,05%), Y (0,5-0,7%), Yb (0,05%), La (6%), Ce (8%), Sr (0,4%), Ba (0,06%), P (3,0%), Th (1-3%), Se (0,03%).

Группа циркониевых минералов

Циркон. Выделяются три морфогенетических типа (фиг. 11).

1. Бледно-розовые, желтоватые прозрачные кристаллы гиаинтового габитуса. Характерно развитие следующих простых форм: (110), (111) и слабо (131). Габитус варьирует от удлиненно-призматического до игольчатого (1:2 - 1:4).

2. Бесцветные удлиненно-призматические (1:2 - 1:3) кристаллы циркониевого габитуса. Хорошо развиты обе призмы (110), (100) и дипирамиды (111) и (131).

3. Светло-желтые, буроватые изометричного габитуса кристаллы циркона (1:1 - 1:1,5) с хорошо развитыми формами (111) и (110), реже встречаются формы (100), (111).

Все три генерации циркона характеризуются преимущественной ассоциацией с биотитом. Размер выделений 0,1-0,26 мм.

Показатель преломления циркона $n_g \gg 1,95$, $n_p^1 = 1,90$. Двупреломление варьирует от 0,040 до 0,50. Цирконы Амзачиманского гранитоидного массива характеризуются содержанием суммы ΣTR_2O_3 (0,22%) несколько повышенным цирконий-гафниевым отношением, равным 52. В составе редких земель отчетливо выделяются цериевый, гадолиниевый, эрбиевый и иттербиевый максимумы. Радиоактивность циркона довольно высокая - Th - 1,0%, U - 0,1%. Из других элементов-примесей отметим постоянное присутствие Cu, Mo, Pb (0,001-0,004%), Nb (0,003-0,01%), Y (0,1-0,3%), а также Ba (0,01-0,003%), скандий (0,006-0,01%), следы W, Bi, Sn, Be, Li и других.

Таблица 29

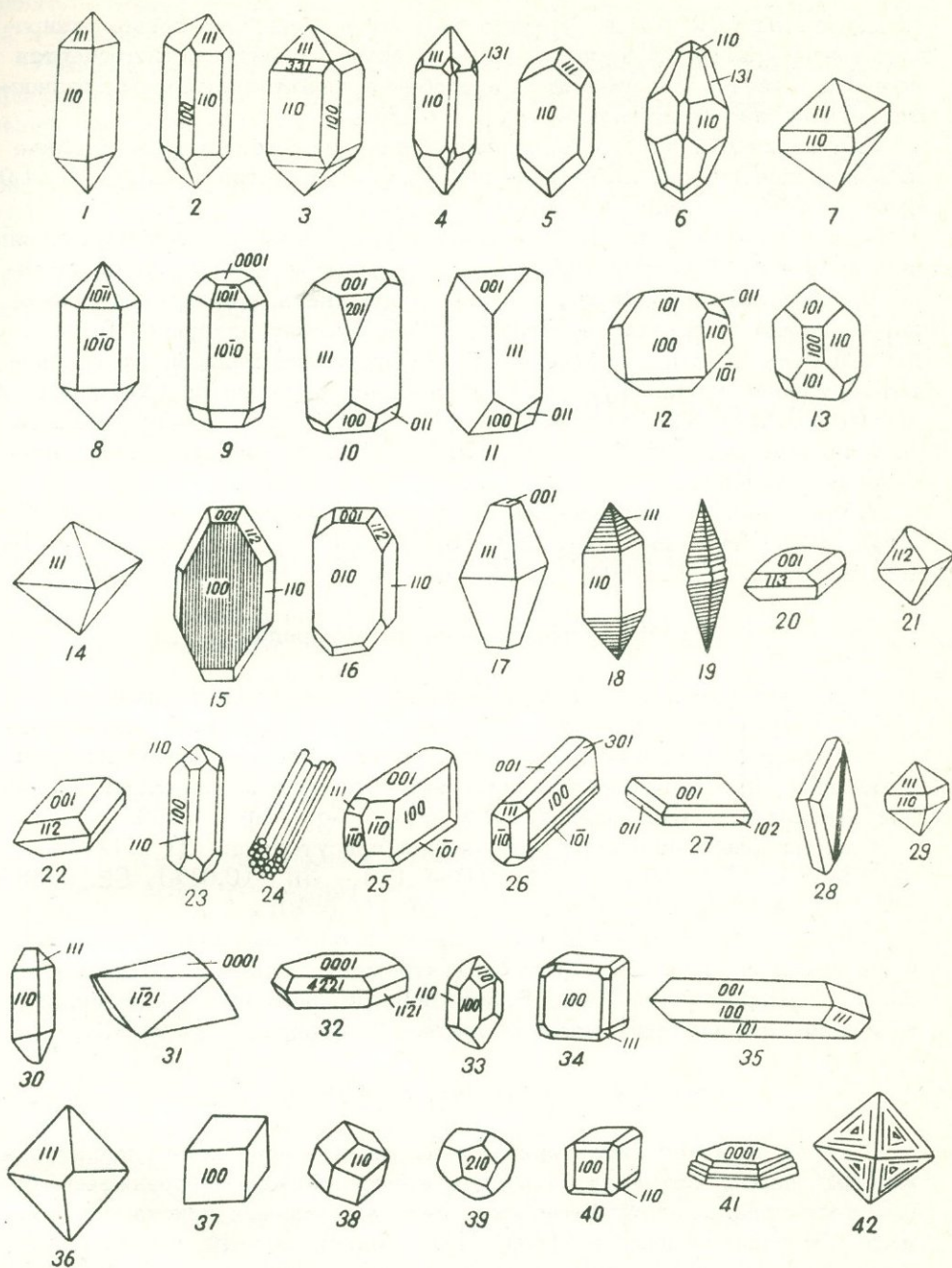
Содержание редких элементов в цирконах^x

№ обр.	Порода	Содержание в вес. %					
		Zr	Hf	ΣTR	Y	Th	U
Ц-60	Миароловый гранит	35,0	0,67	0,22	0,03	1,0	0,1

Содержание лантаноидов в % от ΣTR_2O_3 принятой за 100

ΣTR_2O_3	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu	Y
0,26	6,5	20,6	2,4	3,1	2,4	1;5	4,0	0,5	6,2	1,5	13,0	3,2	22,2	2,3	10,6

^x Рентгеноспектральные определения Zr и Hf выполнены в лаборатории ГЕОХИ, расшифровка состава редких земель - в ИМГРЭ (Пахомова); Th, U полуколичественные определения в спектральной лаборатории ИГН АН Арм. ССР.



Фиг. 11. Кристаллографические формы типоморфных аксессуарных минералов Амзачиманского массива. 1-3 - цирконы из гранитов; 4-7 - цирконы из аплитов; 8-9 - апатиты; 10-11 - сфены; 12-13 - монациты; 14 - шеелит; 15 - брукит; 16 - бадделеит; 17-22 - анатаз; 23-24 - рутил; 25 -26 - ортит; 27 - барит; 28 - цирконосиликат натрия и редких земель; 29-30 - ураноторит, торит; 31-32 - ильменит; 33 - ильменорутит; 34 - флюорит; 35 - эпидот, пьомонит; 36 - пироклор, гаттчетолит; 37 - пирит; 38 - гранат; 39 - пирит; 40 - ураноторианит; 42 - магнетит.

Циртолит образует буровато-желтые и коричнево-серые бипирамидальные кристаллы короткопризматического габитуса. Встречается преимущественно в пегматитах и особенно альбитизированных разностях. Слабо изотропизирован, $N = 1,862$.

Полуколичественным спектральным анализом обнаружены высокие концентрации гафния (2,5%), иттрия (0,25%), скандия (0,03%), U (4,9%), тория (7,0%) и редкие земли (1-3%),

Бадделейт - редкий, но весьма характерный минерал порфировидных гранитов. Образует таблитчатые, плоскопризматические кристаллы красновато-коричневого, светло-бурого цвета. Характерна тонкая параллельная штриховка на гранях (100). Размер пластинок 0,15-0,3 мм. Как правило, прозрачен. Плеохроизм отчетливый: от красновато-коричневого по N_p до светло-коричневого по N_g . Схема адсорбции $N_p > N_m > N_g$. Угол $C: N_g = 10-12^\circ$, $2V = -30^\circ$. Показатели преломления $N_g' = 2,18$, $N_p' = 2,03$. Характерны полисинтетические двойники.

В бадделейте спектральным анализом установлены: Si (0,1-0,3%), Zr (10%), Hf (0,5-1,0%), Nb (0,15%), Y (0,03-0,1%), Ti (0,3%), Se (0,03%), Yb (0,03%), Ce, La (0,03-0,1%), W (0,003%).

Группа титано-ниобиевых минералов

Ильменорутил. В богатых титаном пегматитах в единичных знаках встречаются таблитчатые тетрагонально-призматические кристаллы черного и черно-бурого цвета. Блеск сильный, металлический. В осколках просвечивает красновато-бурым цветом. Плеохроизм сильный. Показатели преломления: $N \gg 2,5$, $N_g - N_p = 0,150$.

Спектральным анализом установлено присутствие: Ti (10%), Nb (1-3%), Ta (0,3%), Pb (0,03-0,1%), Sn (0,03%), Ge (0,001%), Y (0,1-0,3%), Ce (0,3-1,0%), Se (0,01%).

Пироклор встречается в отдельных пробах кварцевых сиенитов и аплит-пегматитов. Образует буровато-желтые октаэдрические кристаллы размером 0,1-0,2 мм. Блеск сильный, полуметаллический. В иммерсии просвечивает желтым цветом. Изотропен, $N \approx 2,0$.

Группа урано-ториевых минералов

Торит является характерным аксессуарным минералом гранитов и жильных пород. Встречается в виде желто-оранжевых, оранжевых, бурых тетрагонально-призматических дипирамидальных кристаллов с хорошо развитыми формами (110), (111). Блеск жирный, смолистый. Грани кристаллов покрыты вторичными продуктами разложения торита (хиблит). Изотропизирован, $N = 1,767-1,780$. Гидратированные разности (гидроторит) имеют более низкий показатель ($N = 1,712$). Как показали приближенно-количественные анализы, выделяются две разности торитов - оранжит (уран - 3-4%) и редкоземельный торит-фосфат (Ce, La и $P \approx 1,0\%$).

Ураноторит. Кроме оранжита, в гранитах и пегматитах встречается типичный ураноторит. Ураноторит встречается в гранитах и

аплит-пегматитах постоянно (1-2 г/т), хотя отдельные участки массива и замещенные типы пегматитов обогащены ураноторитом до 5-10г/т.

Ураноторит встречается в виде дипирамидально-призматических кристаллов размером 0,12-0,3 мм. Цвет ярко-зеленый, изумрудно-зеленый, желто-зеленый. Изотропен, $N = 1,800$.

Полуколичественным спектральным анализом установлены повышенные содержания урана, Th (4-8%), U ($\gg 10\%$), а также Р (0,2-0,5) и Pb, Ba, Be (0,01-0,03).

Ураноторианит встречается в отдельных пробах из гранитов, кварцевых сиенитов и аплит-пегматитов. Содержание составляет единичные знаки до: 0,6-1 г/т. Встречается в виде смоляно-черных кубических кристаллов в ассоциации с другими радиоактивными минералами. Грани кристаллов гладкие, блестящие. Изотропен. В иммерсии просвечивает буро-зеленым цветом. $N = 2,0$. Спектральный анализ небольшой навески ураноторианита показал: Th ($> 7\%$), U ($> 10\%$), Pb (0,03%), Ti (0,03%), Mn (0,1-0,3%), Y (0,03-0,1%), следы Cu и Ce.

Группа рудных акцессорных минералов

Из рудных акцессорных минералов наиболее широко распространены: пирит, халькопирит, молибденит, шеелит, молибдошеелит, вольфрамит, висмутин, реже теллуrowисмутин, борнит, реальгар, аурипигмент, самородные золото, свинец, цинк и киноварь. Эти минералы описаны в отдельной статье автора (Меликсетян, 1976).*

Группа второстепенных акцессорных минералов

Андалузит - постоянный и очень характерный минерал гранитов аплит-пегматитов. Андалузит образует длинно-призматические дипирамидальные кристаллы серого, темно-серого цвета; иногда бесцветен с многочисленными включениями. По удлинению кристаллы сильно трициноваты. Блеск слабый, стеклянный. Двусный, отрицательный. Удлинение отрицательное. Показатели преломления: $N_g' = 1,643$, $N_p' = 1,633$, $N_g - N_p = 0,008-0,010$.

Корунд - редкий, но довольно обычный акцессорный минерал гранитов и пегматитов. Встречается в виде остроугольных бледно-голубых неравномерно окрашенных осколков. В иммерсии прозрачен. Одноосный, отрицательный, $N_o = 1,765$; $N_e = 1,757$. Двупреломление низкое, не выше 0,010. В катодных лучах люминисцирует голубоватым цветом.

Турмалин встречается редко, преимущественно в пегматитах и аплит-пегматитах. Образует призматические кристаллы, как правило, без пирамидальных головок, чаще неправильные агрегаты и шестоватые выделения.

Цвет турмалина черный, темно-бурый. В иммерсии легко диагностируется по отчетливому плеохроизму с обратной схемой адсорбции $N_o > N_e$. Показатели преломления: $N_o = 1,668$, $N_e = 1,633$, $N_o - N_e = 0,032-0,035$. Относится к шерлу.

Барит встречается часто, хотя в незначительных содержаниях.

* Сб. "Вулканизм и металлогения Арм. ССР", №8, 1976.

Образует пластинчатые, белые и бесцветные кристаллы, размером 0,15–0,2 мм. Двуосный положительный. Показатели преломления: $n_g' = 1,646$, $n_p' = 1,638$. Двупреломление низкое.

Закономерности распределения и условия образования акцессорных минералов

В гранитах и их разностях, жильных породах и гидротермалитах Амзачиманского массива установлено 65 акцессорных минералов, среди которых 22 окисла, 16 силикатов, 3 фосфата, 5 самородных элемента, 10 сульфидов, 4 карбоната, 1 теллурид, 1 сульфат, 1 галогенид и 2 вольфрамата. Количественные содержания всех указанных минералов приводятся в табл. 19.

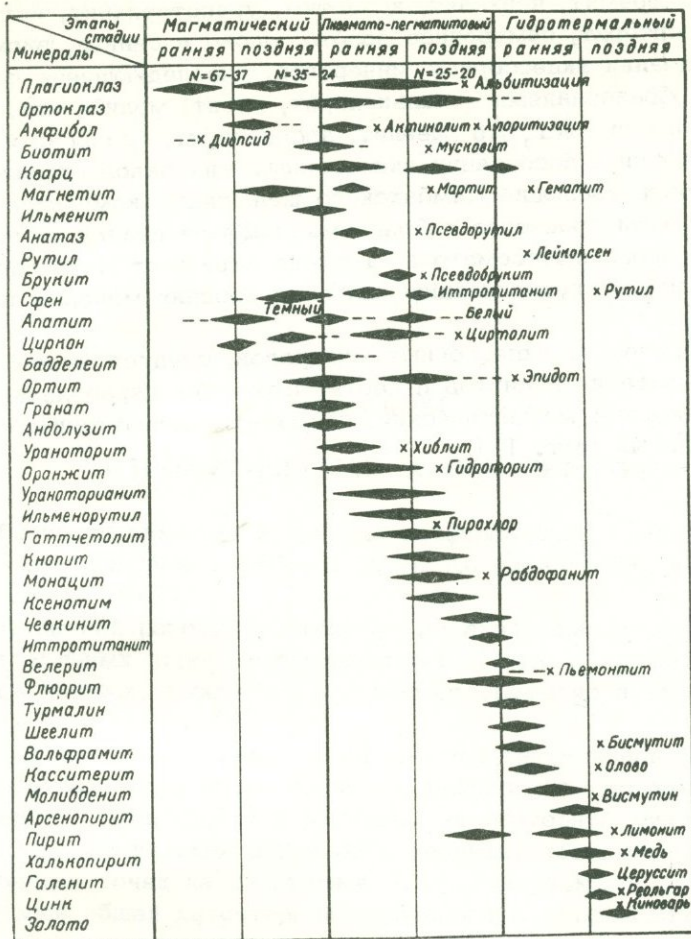
Ассоциации акцессорных минералов. Гранитоиды Амзачиманского массива и другие интрузивы порфировидных гранитов Центральной Армении характеризуются значительным видовым разнообразием акцессорной минерализации. В зависимости от условий формирования, петрогеохимических особенностей отдельных фаций и интенсивности проявления поздне-послемагматических процессов изменяются ассоциации совместно находящегося акцессорных минералов, их типоморфные особенности и количественные содержания. Ассоциации акцессорных минералов в различных фациях гранитов приведены в табл. 19.

Главная интрузивная фация интрузива, представленная порфировидными гранитами и адаметеллитами, характеризуется высокими концентрациями железо-титановых и кальциево-редкоземельных минералов, а также андалузита и корунда. В то же время акцессорные редкоземельные, радиоактивные, титано-ниобиевые минералы встречаются реже. Последние более характерны и преимущественно накапливаются в миаролитовых гранитах, щелочных кварцевых сиенитах и особенно в аплитах и пегматитах. Гибридные эндоконтактные фации сиенодиоритового состава и лампрофиры резко обедняются редкометальными акцессориями. Здесь максимальных концентраций достигает ассоциация железо-титановых и кальциевых минералов. Ассоциация металлогенных акцессорных минералов проявлена крайне неравномерно. Ими сильно обогащены миаролитовые граниты, гидротермально-измененные граниты, аплиты и пегматиты.

Если ассоциации пирит-халькопирит-молибденит и самородные цинк-свинец проявлены повсеместно, то шеелит-вольфрамит-висмут-овая, галенит-сфалерит-киноварная и золото-олово-касситеритовая проявлены в менее гибридизированных, миаролитовых фациях, аплитах, пегматитах и березитах. В последних помимо указанных появляется специфическая золото-серебро-теллуридовая ассоциация акцессорной минерализации.

Помимо ассоциаций акцессорных минералов по отдельным разностям и фациям пород, что иллюстрируется таблицей 19, нами выделяются 5 главных ассоциаций акцессорных минералов:

1. Ассоциация "сквозных" акцессорных минералов, присутствующих во всех типах пород массива: магнетит, сфен, ортит, апатит, циркон, ураноторит, шеелит, анатаз и пироклор. По содержанию ассоциации



Фиг. 12. Последовательность кристаллизации парагенезисов породообразующих и аксессуарных минералов.

главных, характерных аксессуарных минералов, отражающих общий петро-геохимический тип гранитоидов, граниты Амзачиманского массива относятся к сфен-ортит-ураноторитовому типу.

2. Ассоциация "специфических" аксессуарных минералов - вёлерит, бадделейт, флюорит, гаттчетолит, цирконосиликат натрия, брукит, пьемонтит, указывает на генетическое и петро-геохимическое родство порфиоровидных гранитов Амзачиманского массива с Тежсарским щелочным вулканоплутоническим комплексом.

3. Ассоциация аксессуариев, появляющиеся в результате интенсивных ассимиляционных процессов, весьма характерных для порфиоровидных гранитов - андалузит, гранат, корунд, титаномагнетит, рутил, лейкоксен, темный апатит, иоцит и др.

4. Ассоциации аксессуарных минералов, появляющиеся в результате процессов дифференциации в поздних дифференциатах - ильменорутил

шеелит, вольфрамит, чевкениит, ксенотим, ураноторианит, иттротитанит, кнопит, касситерит, самородное золото, олово и свинец, висмутин и др.

5. Ассоциации акцессорных минералов, унаследующиеся постмагматическими образованиями – халькопирит, пирит, молибденит, висмутин, золото, теллурид Au , Ag шеелит, арсенопирит, реальгар и др.

Рассмотренные ассоциации акцессорных минералов отражают общую направленность эволюции Памбакского щелочного комплекса и являются индикаторами процессов гибридизма, дифференциации (и эманационной) и щелочного метасоматоза, а также отражают металлогеническую и геохимическую специализацию наиболее поздних молодых порфировидных гранитов.

Касаясь генезиса акцессорных минералов, следует выделить три этапа формирования гранитов и соответствующих парагенезисов акцессорных минералов: магматический, пегматито-пневматолитовый и автогидротермальный (фиг. 12).

Г л а в а VI

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Особенности химизма интрузива порфириовидных гранитов в общих чертах затрагивались в работах В. Н. Котляра (1958) и Г. П. Багда-саряна (1955, 1962).

Автор данной работы располагает 25 анализами порфириовидных гранитов и жильных пород Амзачиманского массива, причем 13 из них являются новыми, а остальные — заимствованы из литературных источников.

Все химические анализы пород главной интрузивной фазы и жильных пород раннего и позднего этапа пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого (табл. 30,31) и нанесены на векторную диаграмму (фиг. 14). Номера химических анализов в таблицах соответствуют номерам фигуративных точек на диаграмме А. Н. Заварицкого.

Наиболее общей характерной особенностью пород главной интрузивной фации является заметная изменчивость химических составов гранитоидов от типичного щелочного гранита через граниты к гранодиоритам (№ 1-13) и даже сиенито-диоритам, в то же время средний состав Амзачиманского массива (А) очень близок к среднему составу послекембрийского гранита по Р. Дели.

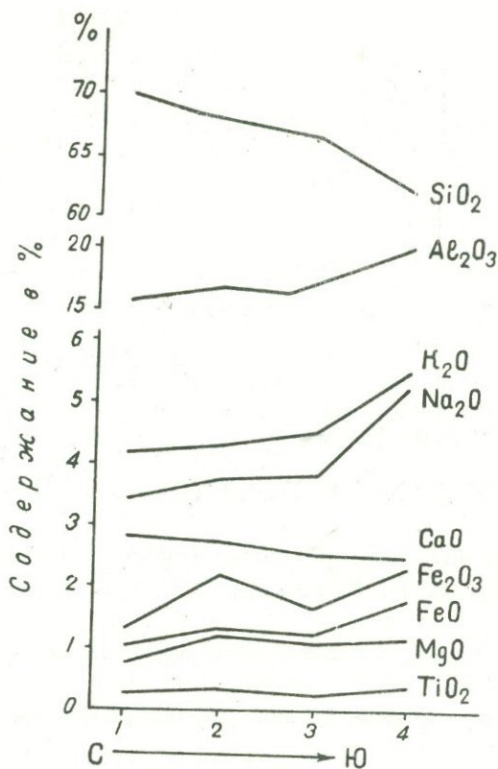
Эти вариации химического состава пород главной интрузивной фации связаны с неоднородностью петрографического и химического состава в пределах массива и зависят от степени его гибридизированности.

В пространственном размещении фаций с различным химическим составом отмечается отчетливо выраженная закономерность: от северного контакта к южному, к более эродированному, происходит непрерывное возрастание щелочности и уменьшение кремнекислотности, а к западному и восточному контактам — увеличение основности (фиг. 13).

Характерными особенностями гранитов главной интрузивной фации (№ 1, 2, 3, 5, 6, 8, 9, 10) Амзачиманского массива являются:

1. Постоянно повышенное содержание алюмощелочных компонентов ("а" = 12,2-14,5; среднее 13,7), при постоянном, хотя и не резком преобладании K_2O над Na_2O (1,0-1,6).

2. Заметно высокое содержание полевошпатовой извести ("с" =



Фиг. 13. Изменение содержания окислов в гранитоидах от северной эндоконтактной зоны к южной. 1. Порфиroidный гранит. 2. Миароловый гранит. 3. Порфиroidный адамеллит. 4. Среднезернистый кв. щелочной сиенит.

= 3,0-4,1), но при довольно постоянном значении щелочно-известкового индекса (0,68-0,76, среднее 0,71).

3. Часто высокое значение величины меланократовости ("B" = 5,3-6,7) при различных соотношениях: величины $FeO : MgO$ варьирующей от 0,95-1,0 до 1,5, что фиксируется также несколько пониженным значением дополнительной числовой характеристики "f" и повышенным значением параметра m' .

4. В целом пониженная общая и особенно стандартная железистость гранитов обусловлена, с одной стороны, усвоением MgO за счет ксенолитов, с другой - высоким содержанием Fe_2O_3 (отношение $Fe_2O_3 : FeO$ и достигает 1,6), связанным с высоким окислительно-восстановительным потенциалом при гипабиссальных условиях формирования.

5. Обращает внимание весьма узкий интервал основности гранитов, что выражается в постоянно пониженном содержании SiO_2 (67,0 до 69,8%) и что также фиксируется параметром Q варьирующим в пределах 16-29, составляя в среднем 21,7. В то же время содержание глинозема всегда высокое (15-20%), что выражается в частом появлении параметра "a".

По особенностям химизма граниты Амзачиманского массива сближаются с кварцевым монзонитом, Р. Дэли и адамеллитами по Брёгеру (1924) и Джогансену (1941). В то же время по сравнению со средним гранитом по Дэли, Ноккольдсу (1954) и Беусу (1965), наши граниты характеризуются несколько повышенной основностью: понижен-

Породы	Главная интрузивная фаза														Жильные породы I этапа						Основн. фаза	Суб-фаза	Жильные II этапа		
	Оксиды	I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Средн.	14	15	16	17	18			19	Средн.	20
SiO ₂	66,96	69,82	67,89	61,82	68,36	66,80	65,06	68,82	68,45	68,36	68,95	69,72	64,70	67,36	75,86	77,65	74,32	76,91	76,70	64,70	74,35	72,04	58,0	49,91	51,60
TiO ₂	0,15	0,20	0,30	0,30	0,15	0,25	0,49	0,52	0,43	0,30	0,35	0,75	0,35	0,35	-	-	0,16	0,16	0,19	0,10	0,10	-	0,65	1,20	0,49
Al ₂ O ₃	19,84	16,81	15,85	19,07	16,05	16,10	12,87	15,20	14,62	15,00	15,51	15,88	18,0	16,77	14,0	13,22	13,82	11,67	13,69	21,81	14,70	17,20	18,25	16,0	20,66
Fe ₂ O ₃	0,11	1,20	2,30	2,35	1,55	1,75	2,88	1,64	0,97	2,80	2,22	1,87	1,01	1,73	0,09	0,70	3,18	1,60	0,03	0,18	0,96	0,63	3,18	6,75	4,32
FeO	1,0	1,12	1,28	1,72	1,0	1,72	1,37	1,56	1,74	1,37	1,82	1,60	1,49	1,49	0,15	0,30	0,58	0,36	0,52	-	0,32	0,14	2,29	8,74	4,63
MnO	0,08	0,10	0,07	0,17	0,02	0,08	0,12	0,10	0,11	0,04	0,12	0,10	0,12	0,09	0,02	0,02	0,04	-	0,01	0,02	0,02	-	0,17	0,30	0,11
MgO	0,93	0,82	1,24	1,16	1,07	1,78	5,25	0,71	1,80	1,09	1,07	1,16	1,31	1,49	0,98	0,60	0,35	0,42	0,39	0,21	0,49	-	2,73	5,48	3,50
CaO	3,07	2,78	2,71	2,59	2,48	3,13	4,61	3,92	3,78	2,85	2,40	2,76	2,43	3,04	0,82	0,72	0,73	0,32	0,79	0,64	0,67	0,53	5,24	4,59	7,65
Na ₂ O	3,0	3,45	3,80	5,40	3,80	3,80	3,06	4,20	3,08	4,22	3,14	2,96	2,40	3,62	3,6	2,60	6,39	2,44	2,83	8,76	3,86	4,10	4,12	4,2	4,05
K ₂ O	4,10	4,15	4,29	5,5	4,50	4,0	5,0	2,20	3,78	3,85	3,18	2,16	6,09	4,06	5,0	4,70	0,29	5,62	4,74	2,84	4,43	5,50	5,06	2,0	3,02
SO ₃	0,12	0,10	сл.	сл.	сл.	сл.	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,4	0,22	-	-	-	-	0,10	-	-	0,16	-
H ₂ O	-	-	-	-	-	-	0,43	0,42	0,24	0,07	0,16	0,15	0,22	0,13	-	-	-	0,09	0,03	-	0,04	-	0,4	-	0,12
n.n.n.	0,60	0,30	0,58	0,52	0,95	0,92	0,92	0,61	0,67	0,21	0,6	0,38	0,98	0,55	0,20	0,48	0,42	0,27	0,14	-	0,25	0,52	0,18	4,55	0,06
Σ	100,7	100,85	99,94	99,83	99,79	100,28	100,05	99,80	99,67	100,16	99,52	99,49	99,07	100,69	100,86	100,84	100,28	99,86	100,06	99,26	100,19	100,66	100,27	100,58	100,21
K ₂ O : Na ₂ O	1,1	1,2	1,15	1,02	1,22	1,06	1,64	0,53	1,23	0,92	1,0	0,9	2,5	1,15	1,4	1,8	0,45	2,3	1,65	0,33	1,1	1,3	1,2	0,48	0,75
FeO : MgO	1,1	1,4	1,04	1,5	0,95	0,98	0,26	2,2	0,98	1,25	1,7	1,37	1,16	1,0	0,15	0,85	1,65	0,86	1,32	-	0,65	-	0,85	1,5	1,32
$\frac{Na_2O + K_2O}{Na_2O + K_2O + CaO}$	0,73	0,73	0,74	0,84	0,76	0,72	0,65	0,61	0,66	0,74	0,74	0,68	0,79	0,71	0,92	0,92	0,91	0,95	0,91	0,96	0,92	0,94	0,94	0,57	0,52
$f' = \frac{FeO \cdot 100}{FeO + MgO}$ М %	39,0	44,5	36,8	50,5	34,0	35,0	13,0	56,0	35,0	41,0	48,0	42,5	39,5	37,0	7,5	21,0	41,0	33,5	41,0	-	30,0	-	33,0	47,0	40,6
$f = \frac{(FeO + Fe_2O_3) \cdot 100}{FeO + Fe_2O_3 + MgO}$	40,5	48,7	60,5	65,0	55,1	51,1	28,7	70,6	44,4	69,0	67,0	62,1	50,0	53,8	14,3	44,4	58,9	70,5	51,7	33,3	64,0	-	51,1	60,4	57,5

Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

Параметры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	Дср.	14	15	16	17	18	19	Б.ср.	20	21	22	23
a	14,4	13,1	14,5	19,9	14,8	14,1	13,4	12,2	12,2	14,5	11,2	9,4	14,3	13,7	14,3	11,8	13,7	12,7	12,3	22,8	14,4	16,1	16,5	12,3	13,9
c	3,7	3,3	3,3	2,9	3,0	3,7	1,6	4,1	3,6	2,5	2,9	3,3	2,9	3,6	0,9	0,8	0,8	0,3	0,9	0,7	0,8	0,6	4,1	4,7	7,5
b	6,9	5,7	5,3	6,1	4,8	6,1	12,8	4,9	6,6	6,1	8,7	9,7	8,6	6,6	3,4	4,8	5,7	3,8	4,3	4,7	4,5	5,3	12,1	24,6	17,0
v	75,0	77,9	76,9	71,1	77,4	76,1	72,2	78,8	77,6	76,9	77,2	77,6	74,2	76,1	81,5	82,6	79,8	83,2	82,5	71,8	80,3	78,0	67,3	58,4	61,6
a'	62,1	40,5	2,5	-	14,3	-	-	-	-	-	38,5	49,0	47,6	20,4	47,1	64,0	36,4	40,7	74,6	90,1	60,9	88,9	-	-	-
f'	16,5	35,7	59,6	63,6	48,6	52,2	29,0	62,0	38,1	57,6	41,5	32,0	27,0	42,0	7,8	16,0	54,5	42,4	13,4	2,8	23,2	11,1	42,3	58,5	49,8
m'	21,4	23,8	37,9	31,6	37,1	47,8	41,5	24,0	46,4	28,6	20,0	19,0	25,4	36,7	45,1	20,0	9,1	16,9	12,0	7,1	15,9	-	38,3	37,8	36,4
c'	-	-	-	4,6	-	-	29,5	14,0	15,5	14,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	19,4	3,7	13,8
n	58,8	56,1	57,0	60,0	55,9	59,2	48,0	74,1	55,6	62,4	59,5	67,6	37,5	54,4	52,2	45,6	97,1	39,8	47,4	82,5	63,9	53,2	55,0	76,4	67,3
φ	19,4	16,6	35,4	34,1	28,5	24,4	18,8	28,0	12,4	37,0	21,5	9,5	9,5	22,4	3,9	10,6	45,4	33,9	3,0	2,8	17,4	9,8	22,8	35,2	22,6
t	0,2	0,2	0,3	0,38	0,2	0,36	0,5	0,5	0,4	0,3	0,4	0,8	0,4	0,3	-	-	0,2	0,1	0,1	0,1	0,07	-	0,9	1,8	0,7
q	17,5	26,3	21,5	-0,5	22,5	20,3	16,0	29,1	27,2	22,3	29,1	33,1	16,9	21,2	33,0	40,8	31,4	40,7	39,5	-2,7	31,0	23,2	-2,5	-12,5	-12,3
a/c	3,9	3,9	4,3	6,8	4,6	4,0	8,3	2,9	3,3	5,8	4,0	2,8	5,1	3,8	15,0	14,7	17,1	42,3	13,7	32,5	1,8	2,7	4,0	2,6	1,9

1. Порфириовидный гранит (Обр.148), Аюк-джур; 2. Профириовидный гранит (обр.133), Муравятник; 3. Миларолитовый гранит (обр.124), Цклани-ахпур; 4. Среднезернистый кварцовый сиенит (обр.128), Архошан; 5. Порфириовидный гранит (Обр.116), М.Гильют; 6. Порфириовидный гранит (116), Центр-бугор; 7. Гранодиорит, порфириовидный; (248), Памбакский хр.; Б.С.Вартапетян; 8. Гранодиорит (249), Памбакский хр., Б.С.Вартапетян; 9. Порфириовидный гранит (298), В.Н.Котляр; 10. Сиенито-гранит (348), Г.П. Багдасарян; 11. Сиенито-гранит (349), ЮВ контакт, Г.П. Багдасарян; 12. Сиенито-гранит, порфириовидный (350), Г.П. Багдасарян; 13. Сиенито-диорит (207), средняя часть массива, Г.П. Багдасарян; 14. Гранит-аплит (149), Поперечный бугор; 15. Аплит-пегматит (109), Б.Гильют; 16. Аплит гранитовый (623), ср. часть массива; Г.П.Багдасарян; 17. Аплит гранитовый (624), Г.П.Багдасарян; 18. Аплит, ср. часть массива (628), Г.П. Багдасарян; 19. Аплит (639) сиенито-гранитовый, Г.П. Багдасарян; 20. Аляскит, основная масса гранита (107); 21. Кварцовый сиенит (14), В.Н. Котляр; 22. Вогезит (123), дорога Архошан; 23. Диррит-порфирит (513), Г.П.Багдасарян.

Анализы № 1-6 и 14-6 - по данным автора (аналитики А.Хуршудян, Н.Элиазян; остальные анализы - № 7-13, 16-19, 21,23 - из сборника "Химические анализы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР" (1962).

ным содержанием SiO_2 отчасти щелочей^х, но повышенным содержанием Al_2O_3 , CaO , MgO , Fe_2O_3 (табл. 32).

Из приведенных сравнений можно прийти к выводу, что порфировидные биотит-роговообманковые граниты Амзачиманского массива в главной своей массе по особенностям химизма и количественно-минеральному составу близки к адамеллитам и кварцевым монцонитам.

Существование адамеллитов как группы гранитоидов, переходных от гранитов к гранодиоритам, в последнее время получает все большее признание. Сначала Брегер (1895), затем Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1933), В. И. Лучицкий (1931), Джохансен (1941), Б. М. Куплетский (1946) к "адамеллитам" относят граниты с 66-69% SiO_2 с примерно равным соотношением щелочных и щелочно-известковых полевых шпатов (от 6:3 до 3:6). Следует отметить, что и в последних классификациях Гендлера (1962), Беуса (1965), В. С. Коптев-Дворникова и др. (1969) адамеллиты занимают довольно широкое поле между гранитами и гранодиоритами.

Эндоконтактовые фации, обнажающиеся в контакте с щелочными породами, характеризуются резко повышенной щелочностью ($\alpha = 19,9$), недосыщенностью кремнеземом ($\text{SiO}_2 = 61,8\%$, $Q = -0,5$), повышенной железистостью ($f' = 50,5$, $f'' = 56,5$) с $\text{FeO} : \text{MgO} = 1,5$ и высоким щелочно-известковым индексом $-0,84$.

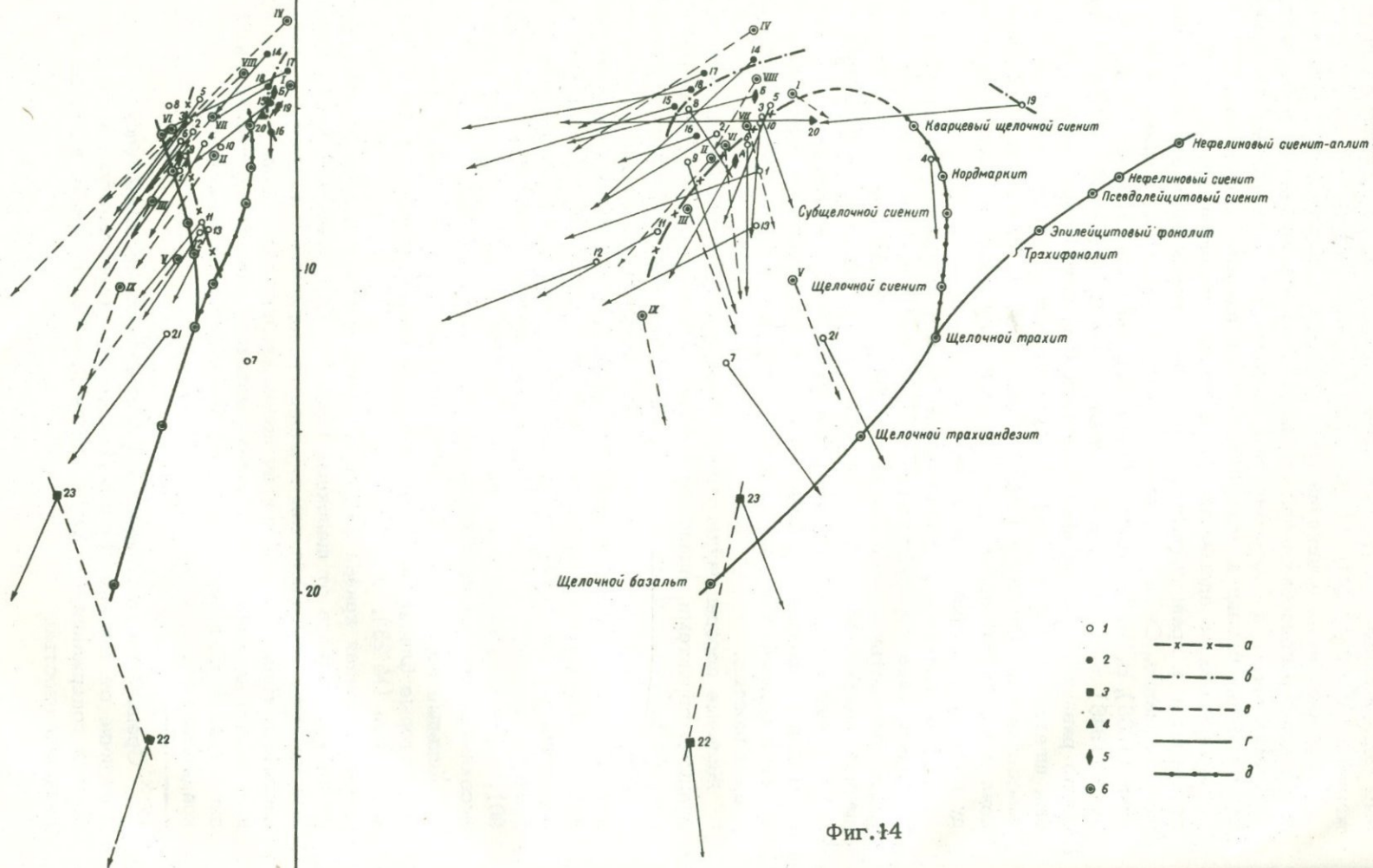
Породы в контакте с эффузивами основного состава отличаются высокой основностью, известковистостью и пониженной железистостью и щелочностью.

Жильные породы раннего этапа внедрения, представленные аплитовидными гранитами, аплитами и аплит-пегматитами, в отличие от главной интрузивной фации характеризуются высокой кремнекислотностью ($\text{SiO}_2 = 74-77\%$) и пониженной, по сравнению со средним типом аляскита Р. Дэли, щелочностью ($\alpha = 12-14,3$). Из характерных особенностей жильных пород первого этапа отметит: а) резко пониженную известковистость ($c = 0,3-0,9$), несколько повышенную меланократовость ($b = 3,5-5,7$), пересыщенность глиноземом ($Q' = 36-90$), варьирующей, но в целом повышенной железистостью, а также высоким щелочно-известковым индексом ($0,91-0,96$).

Жильные породы второго этапа охарактеризованы двумя анализами, которые близки по химическому составу к керсантиту (№ 22) и вогезитам (№ 23).

Вариационная кривая Амзачиманского массива дает непрерывную серию гранитоидов от щелочных гранитов (кв. сиенитов) через типичные граниты к адамеллитам и далее гранодиоритам и даже сиенито-диоритам. Вариационная кривая дополнительных инъекций — аплитовидных гранитов, аплитов и аплит-пегматитов, аналогично главной интрузивной фазе дает серию пород от аляскитов до лейкогранитов и лейкоадамеллитов.

^х Средний состав гранитов и адамеллитов по Ноккольдсу и Беусу, в отличие от таковых Дэли и Джогансена, характеризуются более высокими содержаниями SiO_2 щелочей, особенно калия и большей лейкократовостью.



Фиг. 14

Суммируя вышеизложенное, можно сделать следующие выводы.

1. Порфиroidные биотит-роговообманковые граниты Амзачиманского массива характеризуются насыщенностью кремнеземом, пересыщенностью глиноземом, повышенным содержанием извести, магния и железа, а также в сумме щелочей - калия и по совокупности особенностей относятся к ряду адамеллит-кварцевый монзонит.

2. Неоднородность строения массива с вариациями состава в ряду гранит-адамеллит-гранодиорит, а также неравномерность распределения компонентов, особенно CaO , MgO и K_2O связаны с явлениями глубинного гибридизма и последующей кристаллизации гетерогенного гранитного расплава.

3. Гетерогенность гранитной магмы отчетливо выражается в наличии различных структурно-минеральных групп, в вариациях состава плагиоклаза (от № 21 до 67 An), ортоклаза (от 24 до 50% Ab) и низкой общей железистости роговой обманки ($f'' = 36\%$) и биотита ($f'' = 45$ мол.%).

4. Интенсивные явления гибридизма, сопровождающие формирование Амзачиманского массива - поздней гранитоидной интрузивной фазы Памбакского щелочного эффузивно-интрузивного комплекса, отклоняют нормальную линию дифференциации от субщелочной, насыщенной кремнеземом ветви в сторону возникновения гранитоидов повышенной основности, что протекает в условиях убывающей щелочности.

5. Одновременно, в случае слабых явлений гибридизма, сопровождающих формирование небольших интрузий Памбакского комплекса (Цахкашенская, Ахавнадзорская, Меградзорская и др.), нормальный ход дифференциации приводит к появлению гранитоидов несколько повышенной щелочности.

Таким образом, отчетливые признаки гетерогенности исходных расплавов, различия в длительности и интенсивности процессов взаимодействия с вмещающими породами среднеосновного состава приводят к появлению двух линий развития в зависимости от степени гибридизованности гранитной магмы: а) повышенной основности (и щелочности), б) пониженной основности (по повышенной щелочности).

Фиг. 14. Вариационная петрохимическая диаграмма А. Н. Заварицкого. 1. Химические составы гранитоидов главной интрузивной фазы. 2. Составы жильных пород I этапа. 3. Составы жильных пород II этапа. 4. Составы аляскитовой основной массы гранита. Номера фигуративных точек соответствуют номерам в таблицах 30 и 31. 5. Средние составы порфиroidного гранита (А) и аплит-пегматита (В). 6. Средние составы пород по Р. Дэли. 1. Щелочной гранит. П. Гранит Ш. Гранодиорит. 1У. Аляскит. У. Сиенит. У1. Кварцевый монзонит. УП. Гранит по Ноккольдсу. УШ. Адамеллит по Ноккольдсу. 1Х. Кварцевый диорит по Р. Дэли. Вариационные линии эволюции: а) гранитоидов Амзачиманского массива б) жильных I этапа: в) жильных пород II этапа: г) Тежсарского вулканоплутонического комплекса: д) субщелочная насыщенная кремнеземом ветвь Тежсарского комплекса.

Г л а в а У П

ГЕОХИМИЯ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРФИРОВИДНЫХ ГРАНИТОИДАХ

Группа главных петрогенных элементов

Из рассмотрения распределения главных петрогенных элементов в гранитоидах Амзачиманского массива и сравнения с средними содержаниями для кислых пород по А. П. Виноградову (1962) и Ноккольдсу (1954) вытекают следующие основные закономерности (табл. 33).

Таблица 33

Средние содержания главных петрогенных элементов
в гранитоидах Амзачиманского массива (в %)

Элементы	Амзачиманский массив			Кислые породы по А. П. Виноградову (1962)	Граниты по Ноккольдсу (1954)
	Средний гранит (13)	Средний кварцевый сиенит (2)	Средний аплит-гранит (7)		
Si	31,46	29,10	36,14	32,7	32,4
Al	8,81	10,10	7,84	7,7	7,7
Fe ³⁺	1,26	1,65	0,64	2,7	1,2
Fe ²⁺	1,17	1,34	0,25	-	1,7
Mg	0,90	0,70	0,30	0,56	0,7
Ca	2,18	1,76	0,48	1,58	1,9
Na	2,52	3,25	2,68	2,77	2,9
K	3,44	4,60	3,70	3,34	3,2
K:Na	1,37	1,41	1,38	1,24	1,12
Fe:Mg	2,72	4,27	2,64	4,90	4,15
Si:Al	3,60	2,90	4,46	4,21	4,21
Ca:Na+K	0,37	0,23	0,08	0,26	0,31

1. Заметная недосыщенность изученных гранитов и особенно кварцевых сиенитов кремнием ($Si:Al = 2,9-3,6$ против 4,21), что должно указывать на значительную роль исходной щелочной магмы в петрогенезисе порфировидных гранитов центральной Армении.

2. Значительно повышено содержание алюминия (в 1,1-1,4 раза)

при одновременном высоком содержании кальция и щелочно-кальциевом отношении (0,37 против 0,26-0,31).

3. При близости содержаний суммы щелочных металлов порфиroidные граниты являются более калиевыми ($K : Na = 1,37-1,41$ против 1,12-1,24).

4. При несколько заниженной железистости граниты центральной Армении характеризуются повышенным содержанием магния (0,9-0,7% против 0,6-0,7%) и пониженным железо-магниевым отношением, что бесспорно связано с явлениями гибризма основных пород.

Указанные особенности распределения главных петрогенных элементов свидетельствуют о двойственной природе порфиroidных гранитов, восходящих, с одной стороны, к дифференциации щелочной магмы, с другой - связанных с явлениями взаимодействия с основными породами.

Группа малых петрогенных элементов^х

Литий. Среднее содержание лития в порфиroidных гранитах по сравнению с данными Хорстмана (1957) и А. П. Виноградова ($4 \cdot 10^{-3}\%$) сильно занижено. В ходе дифференциации в аплитах и пегматитах отмечается почти десятикратное накопление лития ($1,9 \cdot 10^{-2}\%$). Отношение Na/Li , Mg/Li в гранитах довольно высокое и резко падает к кварцевым сиенитам и аплит-пегматитам. Главная масса лития в гранитах сконцентрирована в темноцветных минералах: в биотитах - 0,1-0,2%, в роговых обманках 0,02-0,03%, в моноклинных пироксенах (0,003-0,01%), а также в ортоклазе (0,004-0,003%) и плагиоклазе (0,002-0,003%). Литий постоянно присутствует и в железо-титановых акцессориях: магнетите (0,002-0,003%), ильмените (0,001%), а также в ортите (0,001%), сфене (0,0006%), апатите (0,0006%), цирконе (0,001%), шеелите (0,002%) и пирите (0,001-0,002%).

На низкое содержание лития в базальтоидных сериях центральной Армении указывается в литературе (Геворкян, 1968). Так, для гранитов приводятся содержания $1,5 \cdot 10^{-3}\%$ лития.

Рубидий. Содержание рубидия варьирует в довольно узких пределах - 0,013-0,015%, составляя в среднем $1,4 \cdot 10^{-2}\%$, что не превышает кларковые содержания в кислых породах - 0,020% (Виноградов, 1962), 0,017% (Хорстман, 1957). Для порфиroidных гранитов Р. Г. Геворкяном (1968) приводится $1,1 \cdot 10^{-2}\%$ Rb. Хотя и отмечается исключительное геохимическое родство рубидия с калием, порфиroidные граниты характеризуются преобладанием K над Na, но отличаются заметной обогащенностью рубидием, но имеют высокие K/Rb отношения (табл. 34), равные 237-325, что должно указывать на решающую роль в распределении лития и рубидия явлений гибризма. Главная масса рубидия сосредоточена в ортоклазе (0,013%), биотите (0,063%) и кислом плагиоклазе (0,022%).

^х Установленные все редкие элементы рассматриваются согласно геохимической классификации А. Н. Заварицкого. При сравнении содержаний элементов в изученных гранитах использовались данные А. П. Виноградова (1962) и из оригинальной геохимической литературы.

Распределение лития, рубидия и цезия в гранитоидах Амзачиманского массива^x

Таблица 34

№ проб	Порода минерал	Содержание в %					Отношения			
		K	Na	Li	Rb	Cs	R/Rb	R/Cs	Na/Li	Mg/Li
Г-70	Порфиroidный гранит	3,40	2,70	0,002	0,013	0,005	261	680	1350	235
Г-60	Миароловый гранит	3,56	2,65	0,001	0,015	0,005	237	710	2650	550
Г-61	Кварцевый сиенит	4,57	3,75	0,004	0,014	0,001	325	4570	937	175
Г-58	Аплит-пегматит	3,70	2,68	0,019	0,014	0,006	264	617	141	16
Г-59	Лампрофир	1,65	2,92	0,001	-	-	-	-	2990	3400
Б-57	Ортоклаз	9,2	1,55	0,009	0,013	0,005	708	1840	182	-
П-72	Олигоклаз	0,25	-	0,004	0,022	0,005	11	50	-	-
К-72	Биотит	6,90	0,10	0,019	0,063	0,009	109	1380	5	360
Среднее по массиву		3,38	2,52	0,002	0,014	0,005	242	676	840	280

^x По данным пламенно-фотометрических определений ИМГРЭ (С. Б. Исаченкова).

Цезий. Имеющиеся данные по распределению цезия свидетельствуют о содержаниях в порфиroidных гранитах ниже 0,005%. По сравнению с кларком $5 \cdot 10^{-4}\%$ (Виноградов, 1962) и $6,5 \cdot 10^{-4}\%$ (Хорстман, 1957), хотя и граниты обогащены примерно в 10 раз цезием, но эти данные не надежные, так как определены пламенно-фотометрическим методом на пределе чувствительности (табл. 34) и, вероятно, не превышают кларковые содержания. Из минералов наиболее обогащены этим элементом биотит (0,009%).

Бериллий. Средние содержания бериллия в главных типах пород (табл. 35) варьируют в пределах $3-5 \cdot 10^{-4}\%$, составляя в среднем $4 \cdot 10^{-4}\%$. Эти концентрации близки к кларку в кислых породах $5,5 \cdot 10^{-4}\%$ (Виноградов, 1962), $3,2 \cdot 10^{-4}\%$ (Сандел, 1952). В ходе дифференциации отмечается незначительное накопление бериллия в аплитах и пегматитах ($5-7 \cdot 10^{-4}\%$).

По данным двух определений количественно-спектральных анализов (0,0002% и 0,0004%, аналитик Черногорова) среднее содержание в гранитах массива составляет $3 \cdot 10^{-4}\%$. Бериллий по минералам гранитов распределен следующим образом: ортоклаз (0,0001%), олигоклаз (0,0002%), биотит (0,0002%), кварц (0,0003%), роговая обманка (0,0006-0,001%), гранат (0,001%), циртолит (0,001%), кнопит (0,002%), магнетит (0,0005%), эпидот (0,003%), ортит (0,002-0,003%), торит и ураноторит (0,001-0,003%).

Стронций, барий. Порфиroidные граниты по сравнению с кларком по А. П. Виноградову (1962) - $3 \cdot 10^{-2}\%$ и Турекьяну (1956) -

Распределение бериллия в гранитоидах^x

№	Породы	Кол-во анализов	Содержание в %
Г-70	Порфиroidный гранит	20	0,0004
Г-60	Миароловый гранит	5	0,0005
Г-61	Кварцевый сиенит	4	0,0003
Г-58	Аплит-пегматит	11	0,0005
Г-72	Пегматит	10	0,0007
Г-59	Лампрофир	2	0,0002
Г-62	Березит	13	0,0003

^x По данным приближенно-количественных определений (ИГН АН Арм. ССР).

$4,4 \cdot 10^{-2}\%$ заметно обогащены стронцием ($1,0 \cdot 10^{-2}\%$). В то же время наблюдается еще большее накопление стронция в кварцевых сиенитах и лампрофирах и резкое обеднение ими аплитов и пегматитов.

Барий по сравнению со стронцием не дает столь высоких концентраций: $1,0 \cdot 10^{-1}\%$, можно заметить лишь некоторое превышение по сравнению с кларком ($8,3 \cdot 10^{-2}\%$). Однако ряд исследователей склонен принимать среднее содержание бария в гранитах $4,3 \cdot 10^{-2}\%$ (Файбайрн, 1953). В целом можно утверждать, что порфиroidные граниты центральной Армении несколько обогащены как стронцием, так и барием (табл. 36).

Таблица 36

Средние содержания стронция и бария в гранитах Амзачиманского массива

Породы	Кол-во анализов	Sr	Ba	K/Ba	Sr/Ba	Ca/Sr
Г-70 Порфиroidный гранит	20	0,07	0,08	41	0,88	28
Г-60 Миароловый гранит	5	0,08	0,11	33	0,65	25
Г-61 Кварцевый сиенит	4	0,15	0,10	35	1,50	12
Г-58 Аплит-пегматит	11	0,004	0,06	67	0,07	125
Г-72 Пегматит	10	0,003	0,04	94	0,08	106
Г-59 Лампрофир	2	0,06	0,03	53	2,0	54
Г-62 Березит	13	0,004	0,09	58	0,04	175
180 Известняк	1	0,30	0,01	-	30,0	-

^x По данным приближенно-количественных анализов (ИГН АН Арм. ССР).

По данным химических анализов (аналитик Л. Попова, ИМГРЭ), среднее содержание в гранитах стронция - $1,2 \cdot 10^{-2}$; бария - $1,5 \cdot 10^{-1}$, что также подтверждает вывод об обогащенности ими гранитов Памба-

ка. Возможным источником обогащения гранитов стронцием могли явиться меловые известняки, содержащие 0,3% стронция, и за счет первичной щелочной магмы, содержащей, по нашим данным, 0,2–0,25 бария. В ходе становления Амзачиманского массива наблюдается увеличение отношений $K:Ba$ и $Ca:Sr$ от кварцевых сиенитов к гранитам и далее к аплитам и пегматитам, в то же время отношение $Sr:Ba$ в ходе дифференциации неуклонно понижается.

Приближенно-количественным спектральным анализом стронций установлен в плагиоклазе (0,06–0,1%), ортоклазе (0,03%), роговой обманке (0,03–0,1%), пироксене (0,006%), кальциевых аксессуориях – ортите (0,02–0,03%), сфене (0,003–0,01%), апатите (0,02–0,03%), эпидоте (0,1–0,3%), флюорите (0,03%), гранате (0,01%), чевкините (0,4%) и др.

Барий преимущественно связан с калиевыми минералами – ортоклазом (0,1%), биотитом (0,06%), олигоклазом (0,03%), а также в ортите (0,003–0,01%), флюорите (0,01%), торите (0,01%), циркониевых минералах (0,02–0,03%). Редко в гранитах и пегматитах барий образует самостоятельный минерал – барит.

Элементы группы железа

Титан. Среднее содержание титана в порфириовидных гранитах – 0,26% близко к средним содержаниям для кислых пород, приводимых А. П. Виноградовым (1962) – 0,23% и Ноккольдсом (1957) – 0,3%. Заметно повышено содержание титана в лампрофировых дайках (0,72%) и ксенолитах из гранитов (1,42%). Главная масса титана в гранитах связана с темноцветными минералами (около 70%), сфеном (25%) и магнетитом (5%), а в аплитах и пегматитах титан образует собственные минералы – ильменит, сфен, чевкинит, рутил, анатаз, брукит, ильменорутит и т. д.

Содержание титана в биотите и роговой обманке достигает 0,75–1%, а в моноклинном пироксене – 0,1–0,3%. Магнетиты гранитов содержат небольшое количество титана (0,15–0,25%) и лишь магнетиты из гибридных гранитов и лампрофиров обогащены титаном, соответственно – 0,54 и 2,2% (табл. 37).

Марганец. Содержание марганца в наших гранитах варьирует в пределах 0,05–0,1%, составляя в среднем 0,06%, что близко к средним содержаниям в кислых породах – 0,06% (Виноградов, 1962) и 0,08% (Ноккольдс, 1957). Марганец устанавливается практически во всех минералах, однако главная масса его связана с обыкновенной роговой обманкой (0,6–0,75%), пироксеном (0,1–0,3%) и магнетитом (0,12–0,28%) и частью в полевых шпатах (0,01–0,03%). Из аксессуарных минералов обогащены марганцем рутил и анатаз (0,06–0,15%), ортит (0,6–1,0%), сфен (0,06–0,1%), флюорит (0,2%), эпидот (0,3–1,0%) и др.

Никель. Среднее содержание никеля $1,0 \cdot 10^{-3}\%$, что несколько выше кларка в кислых породах – $8 \cdot 10^{-4}\%$ (Виноградов, 1962) и 0,00058% (Хорстман, 1957; Санделл, 1943). Содержание никеля повышается в гибридных гранитах, обогащенных ксенолитами (табл. 37). Заметно обогащены никелем лампрофировые дайки и ксенолиты гранитов (0,005–0,006%).

В ходе эволюции гранитной магмы отношение $Ni : Mg$ от кварцевых сиенитов к аплито-пегматитам возрастает. Благодаря сродству магния с никелем, последний преимущественно накапливается в железо-магниевого силикатах; роговой обманке (0,003–0,006%), биотите – 0,006%, пироксене (0,01%) и магнетите (0,002–0,004%). Из аксессуарных минералов никель установлен в ортите (0,003–0,01%), сфене (0,003%) и ряде других аксессуарных минералов.

Кобальт. Содержание кобальта в гранитах довольно высокое – 0,003–0,009% (табл. 37), что выше данных А. П. Виноградова (1962) – $5 \cdot 10^{-4}\%$ и Санделла и Голдича (1943) – $3 \cdot 10^{-4}\%$. Как и никель, кобальт проявляет тенденцию накапливаться в гибридизированных фациях и ксенолитах (0,012%). Кобальт геохимически более тесно связан с двухвалентным железом, что выражается в закономерном повышении от кварцевых сиенитов к гранитам (табл. 37). Кобальт проявляет тенденцию к накоплению в биотитах (0,006–0,01%), роговых обманках (0,006–0,01%), пироксене (0,003%), магнетитах (0,005–0,007%) ортитах (0,01–0,03%), пиритах (0,006–0,01%) и других железо-титановых минералах (0,001–0,003%).

Ванадий. Среднее содержание ванадия в порфириовидных гранитах порядка $1,0 \cdot 10^{-2}\%$, что выше кларка в кислых породах 0,004% (Виноградов, 1962), 0,0067% (Аренс, 1954). В то же время жильные породы позднего этапа обогащены ванадием по сравнению с гранитами примерно в 10 раз. В ксенолитах содержание ванадия 0,08%. Ванадий тесно связан с трехвалентным железом и алюминием, что выражается в уменьшении отношения $V : Fe$ от гранитов к жильным породам первого этапа (6,1–1,6).

Ванадий установлен в магнетитах (0,10–0,28%), ильмените (0,03%), гематите (0,06–0,1%), рутиле, анатазе (0,03–0,1%), в сфенах (0,1–0,2%), пироксене (0,02%), роговой обманке (0,006–0,01%) и биотите (0,01–0,02%).

Хром. Содержание хрома в изученных гранитах в среднем составляет $3,5 \cdot 10^{-3}\%$, что выше средних содержаний для кислых пород 0,0025% (Виноградов, 1962) и 0,002% (Гольдшмидт, 1937). Содержание хрома от кварцевых сиенитов к гибридизированным гранитам возрастает, что иллюстрируется (табл. 37) возрастанием отношения Cr/Fe (1,1 до 2,5), а затем резко понижается к поздним дифференциатам. Как хром, так и другие элементы железа в основном заимствуются из ксенолитов, где их содержания и, в частности хрома, резко повышены (0,009%). Хром концентрируется в магнетитах (0,012–0,039%), биотитах, роговых обманках и пироксене (0,001–0,003%), и в других железо-титановых аксессуарных минералах (0,003–0,001%).

Цирконий и гафний. Среднее содержание циркония, по данным количественных определений, составляет $2,8 \cdot 10^{-2}\%$, что в 1,5 раза выше кларковых значений – 0,02% (Виноградов, 1962) и 0,014–0,0175 (Дегенхард, 1962). В поздних дифференциатах содержание циркония в 3–5 раза выше, чем в материнских гранитах. Содержание Hf в гранитах $3,8 \cdot 10^{-4}\%$, в пегматитах $1,8 \cdot 10^{-3}\%$, что заметно превышает кларк в кислых породах – $1,0 \cdot 10^{-4}\%$ (Виноградов, 1962) и указывает на более чем пятикратное обогащение пегматитов гафнием

Таблица 37

Средние содержания элементов группы железа (в %)^x

№ Породы обр.	Содержание в %						Отношения $n \cdot 10^3$				
	Ti	Mn	Ni	Co	V	Cr	Cr/Fe	V/Fe	Ni/Mg	Co/Fe	
83. Порфир. гранит	0,21	0,06	0,001	0,004	0,011	0,004	2,5	6,1	2,0	2,5	
60 Миароло- вый гранит	0,18	0,05	0,001	0,003	0,008	0,003	1,6	3,2	1,4	1,2	
57 Порфир.гра- носиенит	0,25	0,06	0,001	0,009	-	-	-	-	1,5	6,4	
56 Гибридный гранодиорит	0,32	0,10	0,003	0,005	0,013	0,007	2,4	4,2	3,8	1,6	
61 Кварцевый сиенит	0,18	0,12	0,001	0,002	0,010	0,003	1,1	3,3	1,3	0,7	
54 Аплит-гра- нит	0,12	0,03	0,001	н.о.	0,002	0,0007	0,54	1,6	2,8	-	
65 Аплит-пег- матит	0,09	0,02	0,001	н.о.	0,002	0,0006	0,80	2,6	5,0	-	
52 Пегматит	0,06	0,01	0,002	0,004	0,002	0,0006	2,5	12,3	17,0	24,3	
59 Лампрофир	0,72	0,30	0,005	0,004	0,10	0,010	0,85	8,0	1,5	0,3	
24 Ксенолит	1,42	0,30	0,006	0,012	0,08	0,009	7,5	6,6	1,5	1,0	
Среднее по массиву	0,26	0,05	0,001	0,004	0,010	0,0006	0,25	45	1,6	1,7	

^x По данным химических определений (Ti, Mn, Ni, Co, V); аналитики О. Бозоян, З. Гаспарян, В. Бабаян) лабораторий ИГН АН Арм. ССР и НИКС (Н. Элиазян) и приближенно-количественных спектральных анализов ИГН АН Арм. ССР (М. Мартиросян, Г. Мкртчян).

Таблица 38

Содержания циркония и гафния в гранитах Амзачиманского массива (в %)^x

№ обр.	Порода	Zr	Hf	Zr:Hf
П-70	Порфирированный гранит	0,024	0,00038	63,0
П-60	Миароловый гранит	0,032	-	-
П-58	Аплит-пегматит	0,0075	-	-
П-66	Пегматит	0,013	0,0018	72,0

^x По данным химических (Zr) и рентгеноспектральных (Hf) анализов лаборатории ИМГРЭ (Р. Терехова) и ГЕОХИ.

(табл. 38). Характерной особенностью Амзачиманского массива является высокое Zr:Hf отношение (63-73), унаследованное от Тежсарского щелочного комплекса (71-96). Примесь циркония спектральным

анализом установлена в биотитах (0,03%), роговых обманках (0,006–0,003%), пироксене (0,01%), магнетите (0,03%), сфене (0,03–0,15%), анатазе (0,2–0,5%), рутиле (0,02–0,03%), бруките (0,15–0,3%), ортите (0,02–0,03%), монаците и других. Кроме того, цирконий образует в пегматитах и породах циркон–бадделейт–вёлеритовую ассоциацию, типичную для Тежсара. Гафний накапливается преимущественно в цирконе (0,67%), цирконосиликате Nb_2TR (0,8–1,0%), бадделейте (0,5–1,0%), вёлерите (0,03–0,1%) и максимально обогащает циртолиты 2,5%.

Ниобий и тантал. Средние содержания ниобия – $1,5 \cdot 10^{-3}\%$ и тантала – $6,5 \cdot 10^{-4}\%$ близки и несколько ниже средних значений, приводимых для кислых пород – Nb – $2 \cdot 10^{-3}\%$, Ta – $4,2 \cdot 10^{-4}\%$ (Ранкама, 1947; Виноградов, 1962).

Таблица 39

Средние содержания ниобия и тантала в гранитах Амзачиманского массива (в %) ^х

№ обр.	Породы	Nb_2O_5	Ta_2O_5	Nb	Ta	Nb:Ta
П-70	Порфиroidный гранит	0,002	0,001	0,0015	0,00065	2,3
П-60	Миароловый гранит	0,002	0,001	0,0015	0,00065	2,3
П-58	Аплит–пегматит	0,003	0,002	0,002	0,0013	1,5
Среднее по массиву		0,002	0,001	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$6,5 \cdot 10^{-4}$	2,3

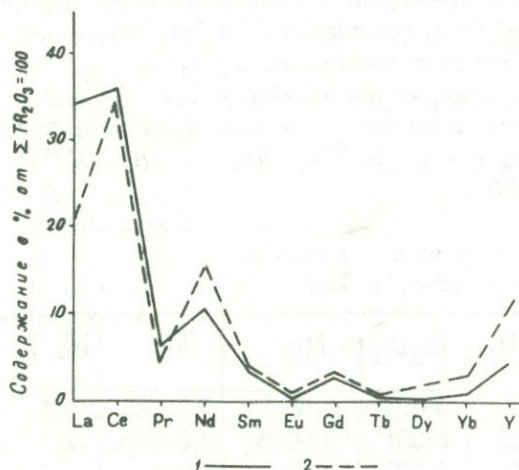
^х По данным химических анализов (ИМГРЭ, Юнеева).

Содержание ниобия и тантала несколько возрастает (в 1,5–2 раза) в аплитах и пегматитах. В том же направлении отношение $\text{Zr}:\text{Hf}$ понижается. Ниобий кроме рассеяния в структурах $\text{Zr}-\text{Ti}$ – содержащих минералов (ильменит – 0,03–0,1%; рутил, анатаз, брукит – 0,2–0,5%, редко 1,0%, сфен – 0,15–0,3%, редко 0,5%, циркон – 0,01%, бадделейт – 0,15%) образует самостоятельные минералы: вёлерит, пироксид, гаттчетолит и ильменорутил. Тантал рассеивается в структурах ниобийсодержащих минералов. Так, в ильменорутиле – 0,3%, пироксиде и гаттчетолите – 0,5–0,1%, анатазах и рутиле – 0,03–0,15% и др.

Редкие земли. Среднее содержание $\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$ в валовой пробе гранитов составляет 0,04%, что несколько выше кларка 0,0295% по А. П. Виноградову (1962), а в ортитовых пегматитах и аплит–пегматитах достигает 0,14%. В отдельных обогащенных ортитом пегматитах содержание суммы редких земель достигает 0,3–0,5%. Концентрация отдельных лантаноидов в порфиroidных гранитах составляет (табл. 40):

	Содержание в %	Кларк	Концентрация
Лантан	0,0110	0,060	1,85
Церий	0,0116	0,010	1,16
Празеодим	0,0027	0,0012	2,21
Неодим	0,0043	0,0046	0,94
Самарий	0,0014	0,0004	3,5
Гадолиний	0,0010	0,0009	1,1
Иттрий	0,0020	0,0034	0,6

Рассматривая распределение концентраций отдельных лантаноидов, нетрудно заметить обогащенность гранитоидов Амзачиманского массива лантаном, церием, празеодимом, самарием и гадолинием, в то же время иттрий и иттриевые редкие земли в гранитах имеют нижекларковые содержания.



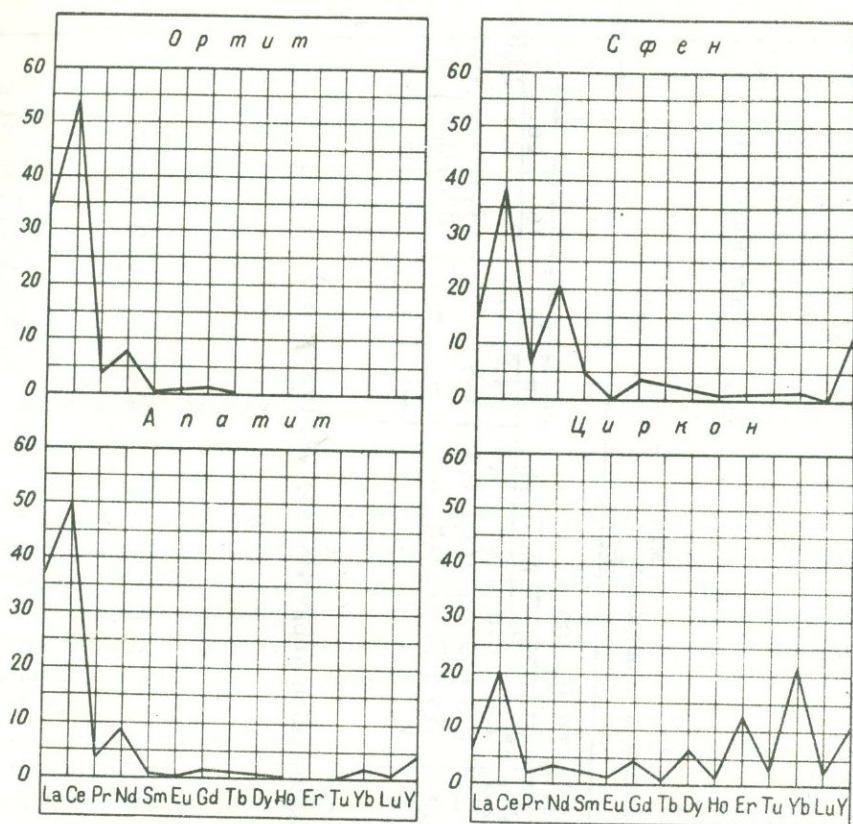
Фиг. 15. Распределение редкоземельных элементов в породах Амзачиманского массива. 1. Гранит. 2. Аплит.

Распределение редкоземельных элементов в гранитах иллюстрируется диаграммой (фиг. 15), что показывает два отчетливо выраженных максимума – цериевый (La, Ce) и неодимовый (Pr, Nd). Касаясь распределения редкоземельных элементов по минералам гранитоидов, следует отметить, что сумма редких земель в минералах составляет: циркон – 0,26%, апатиты (1,41–1,52%), сфены – 3,12%, ортиты – 19,46%. Отдельные лантаноиды в кальциево-редкоземельных и редкоземельных минералах сохраняют основную тенденцию накопления цериевой подгруппы (фиг. 16) и характеризуются цериевым, неодимовым максимумами, лишь в цирконах проявляются гадолиниевый, диспрозиевый, эрбиевый и иттербиевый максимумы. Содержание редкоземельных элементов в % от ΣTR_2O_3 приводится в табл. 40,41.

Кроме указанных минералов редкоземельные элементы (La, Ce) содержатся в рутиле, анатазе (0,1–0,3%, реже 0,5–1,0%), редкоземельных сфенах (0,5–0,8%), флюорите (0,08–0,1%), бадделеите (0,03–0,1%), вёлерите (0,5–2%), ильменорутиле (0,3–1,0%), гаттчетолите (1,0%), торите и ураноторите (0,3–0,5%), шеелите (0,2–0,3%) и некоторых других минералах. Кроме того, редкоземельные элементы образуют самостоятельные минералы – ортит, монацит, ксенотим, чевкинит и кюпит.

Редкоземельная природа Амзачиманских гранитов по сравнению с другими гранитоидами Памбако-Базумской области выражена весьма отчетливо.

Иттрий. Среднее содержание иттрия равно $2,0 \cdot 10^{-3}$, что значительно ниже кларковых величин ($3 \cdot 10^{-4}$). Закономерности распределения и поведения иттрия связаны с поведением Ca, Zr, TR, Th.



Фиг. 16. Распределение редкоземельных элементов в аксессуарных минералах Амзачиманского массива.

Таблица 40

Средние содержания суммы редких земель и индивидуальных лантаноидов в гранитах и минералах Амзачиманского массива

№ обр.	Порода	Содержание редких земель в % от $\sum TR = 100$								
		$\sum TR_2O_3$	La_2O_3	Ce_2O_3	Pr_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Gd_2O_3	Y_2O_3	Dy_2O_3
60	Гранит	0,04	35,1	36,5	6,7	10,8	3,5	2,6	4,8	-
66	Аплит	0,14	20,6	35,3	4,9	15,9	3,1	2,8	12,1	3,3

чем объясняется накопление иттрия, иттербия и других редкоземельных элементов в кальциево-редкоземельных, циркониевых и ураноториевых минералах: рутиле и анатазе (0,1-0,3%), ортите (0,03-0,1%), сфене (0,2-0,4%), кейльгауите (1,0%), апатите (0,02-0,03%), флюорите (0,006%), гранате (0,03-0,1%), монаците (0,1-0,3%), чевкините (0,5-0,7%), цирконе (0,2-0,3%), циртолите (0,25%), бадделеите (0,3-0,1%), вёлерите (0,3%), ильменорутиле (0,1-0,3%), гаттчетолите (1,0%), ураноторите (0,3%) и др.

Таблица 41

Содержание редких земель в минералах^{х)}

Минерал	ΣTR_2O_3	Содержание редких земель в % от $\Sigma TR_2O_3=100$														
		La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y
Циркон	0,26	6,5	20,6	2,4	3,1	2,4	1,5	4,0	0,5	6,2	1,5	13,0	3,2	22,2	2,3	10,6
Сфен	3,64	13,5	38,5	6,2	20,6	4,1	-	3,6	-	1,2	0,3	0,8	-	0,4	-	10,8
Апатит	1,52	34,3	50,2	2,0	8,8	0,1	0,1	0,7	-	0,3	-	-	-	0,3	0,1	3,1
Ортит	19,46	33,5	53,4	4,6	8,4	-	-	0,1	-	-	-	-	-	-	-	-

х) По данным рентгеноспектральных анализов лаборатории ИМГРЭ (А. Пахомова).

Средние содержания иттрия в гранитах (в %)

№ обр.	Породы	Кол-во анализов	У в %
П-70	Порфиroidный гранит	20	0,002
П-60	Миароловый гранит	5	0,003
Г-61	Кварцевый сиенит	4	0,001
Г-54	Гибридный гранодиорит	4	0,0015
Г-58	Аплит	11	0,004
П-72	Пегматит	10	0,003
Г-59	Лампрофир	2	0,001
Г-62	Березит	13	0,002
Среднее по массиву		69	$2 \cdot 10^{-4}$

Таллий. Необходимо подчеркнуть, что таллий малохарактерный элемент Амзачиманского массива (табл. 43). Среднее содержание таллия около $2 \cdot 10^{-4}\%$ (при чувствительности 0,0002%) находится в пределах кларковых значений: $3 \cdot 10^{-4}\%$ (Шоу, 1952), $1,5 \cdot 10^{-4}\%$ (Виноградов, 1962). Таллий заметного накопления в пегматитах, а также в калиевых минералах не дает. Отношение $Te : K \cdot 1000$ равно 0,6–0,7.

Галлий. Содержание в гранитах Амзачиманского массива $1,5 \cdot 10^{-3}\%$, что ниже кларка $2 \cdot 10^{-3}$ (Виноградов, 1952) и $1,6 \cdot 10^{-3}\%$ (Шоу, 1957). Отношение $Ga : Al \cdot 1000$ заниженное и составляет в среднем 0,18 (табл. 43). Поведение галлия в магматическом процессе определяется его геохимической близостью с алюминием и трехвалентным железом, что ведет к его накоплению в алюмосиликатах и железо-магниевого минералах: ортоклазе (0,001%), олигоклаз-андезине (0,002%), биотите (0,003%), роговой обманке (0,003%), пироксене (0,001%), магнетите (0,003–0,005%), ильмените (0,002%), ортите (0,002%), сфене (0,001%), халькопирите (0,001%), пирите (0,004%), андалузите и корунде (0,01%) и т. д.

Германий. Среднее содержание германия по данным химических анализов (табл. 43) составляет $2,4 \cdot 10^{-4}\%$, что выше кларковых значений $1,4 \cdot 10^{-4}\%$ (Виноградов, 1962) и $1,7 \cdot 10^{-4}\%$ (Бартон, 1959). Отношение $Ge : Si \cdot 10000$ довольно постоянно (0,7–0,9). Из минералов германий приближенно-количественным спектральным анализом обнаружен в магнетите (0,0003%), ильмените (0,003%), бруките (0,003%), ортите (0,001–0,003%), сфене (0,003%), гранате (0,001%), кносите (0,001%), ильменорутите (0,001%) и гаттчетолите (0,003%), редко в борните (0,003%).

Скандий. Содержание скандия в гранитах Амзачиманского массива варьирует в пределах $9-14 \cdot 10^{-4}\%$, что при сравнении с кларком в кислых породах $1,1 \cdot 10^{-3}\%$ (Аренс, 1959) и $1,0 \cdot 10^{-3}\%$ (Виноградов, 1962) указывает на некоторое обеднение гранитов. В лампрофирах

Распределение некоторых редких элементов в гранитоидах Амзачиманского массива^x

№ обр.	Породы	Te	Te/K · 1000	Ga	Ga/Al · 1000	Ge	Ge/Si · 10·000	Se	Se/Mg · 1000
П-70	Порфиroidный гранит	0,0002	0,7	0,001	0,15	0,00022	0,07	0,0006	0,7
П-60	Миароловый гранит	0,0002	0,6	0,002	0,23	0,00026	0,09	0,0009	1,1
П-58	Аплит-пегматит	н.о.	-	0,002	0,21	0,00028	0,10	0,0004	1,3
Среднее по массиву		0,0002	0,65	0,0015	0,18	0,00024	0,08	0,0007	0,9

^x По данным химических анализов: таллий (Т. Ломомцева, ИМГРЭ), (Р. Терехова, ИМГРЭ), галлий (Т. Авакян), германий (С. Дехтрикян, ИГН АН Арм.ССР).

и ксенолитах устанавливается максимальная концентрация скандия (0,003%). Скандий установлен в минералах титана, редких земель и циркония: анатазе, рутиле и бруките (0,02–0,04%), ортите (0,03%); кейльгауите (0,1–0,2%), ксенотиме (0,03%), монаците (0,03%), черкуните (0,03%), цирконах (0,01%), циртолите (0,03%), цирконосиликате натрия (0,06%).

Группа радиоэлементов^x

Уран и торий. Порфиroidные граниты Амзачиманского массива, по сравнению со средними содержаниями, характеризуются повышенной концентрацией: урана от 3,5 до $9,5 \cdot 10^{-4}$ % тория $1,8-4,0 \cdot 10^{-3}$ %. Хотя распределение радиоэлементов в пределах массива крайне неравномерное. Главная масса радиоэлементов связана с породообразующими минералами: в ортоклазе и олигоклазе 0,0002% U и 0,001% Th в биотите 0,001% U и 0,003% Th. Из других минералов, содержащих уран и торий, отметим ортит, сфен, циркон, монацит, ксенотим, цирконы, а также собственные аксессуарные минералы – торит и уранотрит.

Группа металлогенных элементов

Вольфрам – весьма характерный элемент Тежсарского щелочного комплекса. Среднее содержание вольфрама в гранитах составляет $3 \cdot 10^{-4}$ %, что вдвое превышает средние содержания в гранитах $1,5 \cdot 10^{-4}$ % (Виноградов, 1962) и $1,4 \cdot 10^{-4}$ (Джефри, 1959). Концентрация вольфрама в гранитах Амзачиманского массива превышает содер-

^x Распределению радиоэлементов в гранитоидах посвящена специальная статья автора (Сб. "Магматизм и металлогения Арм. ССР", вып. 5, 1972).

жания в гранитных рудоносных интрузиях Горного Алтая - $2 \cdot 10^{-4}\%$ (Иванова, Бутузова, 1968), Северного Кавказа (Студеникова, Глинкина, Корнилова, 1960), Америки - 1,2-2,4 (Санделл и Курода, 1959).

Вольфрам, вероятно, изоморфно замещает титан и цирконий, чем объясняется его нахождение в рутиле и анатазе (0,003-0,01%), сфене (0,003%), цирконе (0,003%), бадделеите (0,003%), гаттчетолите (0,3%), касситерите (0,03-0,1%), теллуриде (0,01%), редко в пирите (0,03%). Кроме того, в породах и особенно в аплит-пегматитах обнаруживаются вольфрамит и шеелит с высоким содержанием (3,0%) молибдена (молибдошеелит), что еще раз подтверждает геохимическое родство вольфрама и молибдена в магматическом процессе.

Молибден. Содержание молибдена варьирует от 0,0003 до 0,0005%, составляя в среднем $3,5 \cdot 10^{-4}\%$ (табл. 44). По данным химических анализов гранитов Амзачиманского массива Мо варьирует в широких пределах - от 0,0002 до 0,0004% в гранитах; 0,004-0,0064% в миароловых гранитах и аплит-пегматитах (табл. 44). В ходе дифференциации от нефелиновых сиенитов к гранитам содержание молибдена убывает от $6 \cdot 10^{-4}$ до $3-4 \cdot 10^{-4}\%$. По сравнению с кларком в кислых породах $1,9 \cdot 10^{-4}\%$ (Виноградов, 1962), $1,1 \cdot 10^{-4}\%$ (Курода и Санделл, 1959), эти значения завышены.

Таблица 44

Средние содержания золота, свинца, молибдена, вольфрама и олова в гранитах Амзачиманского массива ^x

№ обр.	П о р о д а	Au	Pb	Mo	W	Sn
Г-70	Порфириовидный гранит	0,000004	0,0006	0,0003	0,0003	0,0008
Г-60	Миароловый гранит	0,000004	0,0015	0,0005	0,0003	0,0005
Г-58	Аплит-пегматит	0,000004	0,0005	0,0002	0,0003	0,0002
Среднее по массиву		$4 \cdot 10^{-6}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$

^x По данным количественно-спектральных анализов (аналитик Л. Редькина и Р. Терехова) ИМГРЭ. Золото определялось количественно-спектральным анализом (аналитик Л. Кашина).

Молибден в гранитоидах рассеивается в структурах полевых шпатов и титановых аксессуаров: ортоклаза (0,0003%), плагиоклаза (0,001-0,002%), биотита (0,0003%), магнетита (0,0002%), ортита (0,0003-0,001%), ильменита (0,001%), анатаза и рутила (0,001-0,006%), сфена (0,0003-0,001%), апатитов (0,0003%), флюорита (0,0003%), циркона (0,0015-0,003%), гаттчетолита (0,003%), самородного свинца (0,003%), шеелита (3,0%), халькопирита (0,03%), пирита (0,003-0,01%), бисмутита (0,6%).

Кроме того, редко в породах, чаще в аплит-пегматитах обнаруживаются аксессуарный молибденит, молибдошеелит и повеллит.

Рений. В акцессорном молибдените из миароловых гранитов, где он образует идиоморфные кристаллики (0,4–10 мм), обнаружено химическими анализами 0,014% рения (аналитик Л. Оганесян).

Олово. Среднее содержание олова в гранитах около $5 \cdot 10^{-4}$ и вариации содержаний от $2 \cdot 10^{-4}$ до $8 \cdot 10^{-4}$ %, что несколько выше кларка для кислых пород – $3 \cdot 10^{-4}$ % (Санделл, 1957; Виноградов, 1962). Несколько более высокие содержания олова в породах Памбака указывает Р. Г. Геворкян (1968) – $1,6–5,5 \cdot 10^{-3}$ %. Однако приведенные содержания (табл. 44) ниже, чем в оловоносных гранитах (Иванова и Бутузова, 1968).

Олово постоянно встречается в титановых и Zr – Nb минералах; ильмените (0,008%), анатазе и рутиле (0,01–0,03%), бруките (0,1–0,3%), ортите (0,001%), сфене (0,03–0,04%), цирконе (0,001%), бадделеите (0,003%), ильменорутиле (0,03%), гаттчетолите (0,3%). Из темноцветных минералов олово обнаружено лишь в биотите (0,003–0,004%), меньше чем в оловоносных гранитах (0,066–0,025%). Редко отмечаются касситерит и самородное олово.

Свинец. Содержание свинца в гранитах варьирует в пределах $6 \cdot 10^{-4}$ – $1,5 \cdot 10^{-3}$ % (табл. 44). Среднее содержание его примерно $9 \cdot 10^{-4}$ %, что вдвое ниже кларка $2 \cdot 10^{-4}$ %. Заметного накопления свинца в аплитах и пегматитах не отмечается. Отношение колеблется в пределах 0,32–0,41. Свинец спектральным анализом установлен в магнетите (0,006–0,015%), ильмените (0,03–0,01%), рутиле (0,001%), ортите (0,003–0,01%), сфене (0,001–0,003%), апатите (0,001–0,003%), эпидоте (0,01%), цирконе (0,003–0,004%), ильменорутиле (0,03–0,1%), гаттчетолите (0,003%), торите, ураноторите (0,01–0,03%) и рудных акцессорных минералах. Главная масса (75%) свинца сосредоточена в ортоклазе (0,006%), олигоклазе (0,01–0,03%), кварце (0,003%), биотите (0,001%), роговой обманке (0,001–0,003%). Кроме того, установлены самородный свинец и галенит.

Цинк. В Амзачиманском массиве цинк встречается в содержаниях от 0,003 до 0,012%. Среднее содержание достигает $7 \cdot 10^{-3}$ %, что выше кларковых содержаний – 0,0045 – 0,0059% (Ведеполь, 1953), 0,006% (Виноградов, 1962). Содержание цинка резко возрастает в гибридизированных фациях, экзоконтактовых порфиритах (0,03%), известняках (0,002%) и ксенолитах (0,018%), в то же время в аплитах и пегматитах содержание почти вдвое ниже, чем в гранитах (табл. 45).

Цинк, благодаря близости к двухвалентному железу, в основном, концентрируется в темноцветных и железо-титановых минералах: магнетите (0,03–0,20%), биотите и пироксене (0,003%), роговой обманке (0,01–0,06%), ильмените (0,005%), гематите (0,1–0,3%), анатазе (0,003%), ортите (0,03–0,1%), сфене (0,003%), апатитах (0,003%) и рудных акцессориях (0,1–1,0%). Кроме того устанавливается в виде довольно распространенного самородного цинка и более редко сфалерита.

Медь. Химическими и спектральными анализами медь обнаруживается в гранитах (0,002–0,03%), кварцевых сиенитах (0,010%), гибридизированных фациях (0,022%), а также аплитах и пегматитах (0,01–0,015%) и лампрофирах (0,060%) (табл. 45). Среднее содержание в

гранитах $5 \cdot 10^{-3}\%$, что втрое превышает кларк в кислых породах $1,6 \cdot 10^{-3}$ (Санделл, Голдич, 1953) и $2 \cdot 10^{-3}$ (Виноградов, 1962).

Таблица 45

Распределение некоторых металлогенных элементов
в гранитоидах Амзачиманского массива^х

№ обр.	Порода	Cu	Mo	Pb	Zn	Ag	Bi	Hg
Г-63	Порфир гранит	0,008	0,0004	0,0015	0,012	0,00012	0,0003	0,0005
Г-60	Миароловый гранит	0,002	0,0064	0,0020	0,005	0,00015	0,0006	0,0005
Г-57	Кварцевый сиенит	0,010	0,0002	0,0010	0,003	0,00010	0,0003	-
Г-56	Гибридный гранит	0,022	0,0003	0,0014	0,007	0,00013	0,0006	-
Г-54	Жильный гранит	0,005	0,0002	0,0010	0,004	0,0002	-	-
Г-52	Аплит	0,015	0,040	0,001	0,003	0,0002	0,0005	0,0005
Г-65	Пегматит	0,010	0,0012	0,0015	0,005	0,00012	0,0008	0,0005
Г-59	Лампрофир	0,060	0,0005	0,001	0,006	0,0001	-	-
Г-62	Березит	0,080	0,0015	0,002	0,008	0,0015	0,0010	0,0005
Г-76	Скарниров. известняк	0,003	н.о.	0,001	0,002	0,0001	-	-
Среднее		$5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$7 \cdot 10^{-3}$	$1,2 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10^{-4}$

^х По данным химических определений (Cu, Mo, Zn) лаборатории ИГН АН Арм. ССР (О. А. Бозоян) и приближенно-спектральных анализов (Pb, Ag, Bi).

Высокое содержание меди в ксенолитах (0,02%), гибридизированных гранитах (0,022%). Из минералов пород медь преимущественно концентрируется в железо-магниевого минералах: магнетите (0,03-0,20%), гематите (0,03%), ильмените (0,1-0,3%), рутиле, анатазе (0,003%), ортитах (0,01%), сфенах (0,001%), апатитах, цирконах (0,001%), рудных аксессуарных минералах, а также в биотите (0,02%), роговой обманке (0,003-0,01%), пироксене (0,003%). Кроме того в породах и аплит-пегматитах встречаются аксессуарные халькопирит и борнит.

Золото в порфиридных гранитах содержится в количестве $4 \cdot 10^{-6}\%$, что не позволяет однозначно говорить о повышенной против кларка ($4,5 \cdot 10^{-7}\%$, Виноградов, 1962) концентрации золота в Амзачиманском массиве. Однако целый ряд фактов склоняет нас к мысли о повышенном фоне золота в гранитах. Так, в аплитах, пегматитах, редко в гранитах, особенно измененных, встречается самородное золото. Кроме того, полуколичественным спектральным анализом в "следах" обнаружено в ряде проб свежих гранитов, в сфенах (0,002%),

лейкоксене (0,007%), шеелите (0,01%), кейльгауите (0,003–0,01%), пирите (0,03–0,5%), гетите (0,002%), а также в тяжелых неэлектромагнитных фракциях (0,003–0,02%). Кроме того, в измененных гранитах Амзачиманского массива обнаружен теллурид золота и серебра. Примечательна постоянная ассоциация самородного золота с киноварью, что на наш взгляд, должно указывать на сродство золота с ртутью, и их миграции в виде легколетучих соединений. Возможно, что этим обусловлен указываемый некоторыми исследователями высокий фон во вмещающих основных эффузивах.

Серебро. Среднее содержание $1,2 \cdot 10^{-4}\%$ значительно превышает кларк $5,0 \cdot 10^{-6}\%$ (Куроода, 1959; Виноградов, 1962). Однако, возможное завышение приближенно-количественных определений (табл. 45) в определенной мере восполняется широким распространением серебра в минералах: в сфене (0,0003%), цирконе (0,0003%), золоте (0,03–0,1%), цинке (0,001%), свинце (0,03–0,1%), вольфрамите (0,001%), пирите (0,0002%), молибдените (0,0006%), борните (0,007%), халькопирите (0,03%), бисмутите (0,03%), гетите (0,003%), а также в ортоклазах (0,0001%) и плагиоклазе (0,0003%).

Теллур – довольно характерный элемент амзачиманских гранитов. В тяжелых фракциях гранитов, особенно измененных, а также аплитов приближенно-спектральным анализом устанавливается 0,01–0,03% теллура. Кроме того, теллур установлен в пирите (0,3%), самородном золоте (0,1%), шеелите (0,08%), а также в виде "следов" в молибдените. Кроме указанных проявлений теллура отметим установленный в измененных гранитах теллурид золота и серебра.

Селен определен химическим анализом в акцессорном молибдените в содержании 0,0042%.

Висмут довольно часто обнаруживается в гранитах и жильных породах в содержаниях $3-6 \cdot 10^{-4}\%$, а в пегматитах – $8 \cdot 10^{-4}\%$ (табл. 45). Эти величины выше кларка $1,0 \cdot 10^{-6}\%$ (Виноградов, 1962) и вместе с данными по рассеянию в акцессорных минералах указывают на повышенный фон порфиридных гранитов в отношении висмута. Так, висмут установлен: в ильмените и гетите (0,01–0,25%), анатазе (0,0003%), лейкоксене (0,0001%), ортите (0,003%), сфене (0,001%), цирконе и циртолите (0,01%), ураноторите (0,03%), в золоте (0,1%), свинце (0,25%), пирите (0,01–0,3%), халькопирите, борните (0,03–0,1%) и висмутине.

Мышьяк спорадически отмечается в гранитах в содержании 0,01–0,003%. Кроме того, он отмечается в тяжелых электромагнитных фракциях (0,01–0,04%), магнетите (0,02%), кейльгауите (0,04%), клиноцоизите (0,01%), лейкоксене (0,02%), самородном цинке и свинце (0,03%), пирите (0,1–0,3%), халькопирите (0,01%), висмутине (0,01%), галените (0,03%), теллуриде (0,1%), бисмутите (0,01%) и др. В породах и пегматитах в единичных знаках присутствуют реальгар и арсенипирит.

Ртуть. Содержание ртути по химическим определениям (табл. 45) в гранитах $5 \cdot 10^{-4}\%$, что немного превышает кларк $8 \cdot 10^{-5}\%$. Редко встречается киноварь, а ртуть устанавливается в теллуриде (0,02%).

Сурьма. Надежных данных по гранитам нет. Можно лишь указать наличие сурьмы в висмутине, базобисмутите (0,01%), галените (0,1%), самородном свинце (0,01%) и др. акцессорных минералах.

Кадмий установлен лишь в сфалерите (0,1%), самородном цинке (0,01-0,03%) и в тяжелых фракциях (0,01-0,04%) шлихов.

Группа элементов магматических эманаций

Бор в гранитах близко к кларковому - $1,5 \cdot 10^{-3}\%$ (Виноградов, 1962), $1,0 \cdot 10^{-3}\%$ (Гардер, 1960) (табл. 46). При вариации содержания бора в пределах $1-2 \cdot 10^{-3}\%$, среднее содержание в гранитах не превышает $1,5 \cdot 10^{-3}\%$. Лишь в пегматитах, аплит-пегматитах содержание бора достигает $2-3 \cdot 10^{-3}\%$, что приводит к появлению турмалина (шерла). В гранитах турмалин встречается в эндоконтактовых фациях. Спектральный анализ породообразующих минералов показывает присутствие 0,002% бора в плагиоклазах андезинового состава и редко в биотите - 0,001%.

Таблица 46

Средние содержания бора, фтора, хлора, фосфора и серы в гранитоидах Амзачиманского массива^x

№ обр.	Породы	B	F	Cl	P	S	SO ₃	Совщ.	CO ₂
Г-70	Порфиroidный гранит	0,0015	0,09	0,04	0,09	0,03	0,05	0,05	0,53
Г-60	Миароловый гранит	0,002	0,08	0,08	0,05	0,03	0,13	0,08	1,06
Г-61	Кварцевый сиенит	0,001	0,07	0,06	0,12	0,04	0,10	0,08	0,36
Г-50	Аплит-пегматит	0,002	0,10	0,06	0,16	0,02	0,03	0,03	0,06
Среднее по массиву		0,0015	0,08	0,06	0,09	0,03	0,10	0,07	0,65

^x По данным химических (F, Cl, P, S, SO₃) ИГН АН Арм. ССР, аналитик О. А. Бозоян) и количественно-спектральных (B) анализов (ИМГРЭ, Р. Хохлов).

Фтор. Среднее содержание фтора в Амзачиманском массиве равно $8 \cdot 10^{-2}\%$, при колебании содержаний от 0,07 до 0,10% (табл. 46). Эти содержания близки к кларку в кислых породах $8 \cdot 10^{-2}\%$ (Виноградов, 1962).

Главная масса фтора в гранитах и пегматитах связана с флюоритом (35-45%) и фтор-апатитом (30-40%), остальная часть (25-15%) связана с амфиболом, биотитом и сфеном.

Хлор. Содержание в Амзачиманском массиве ($6 \cdot 10^{-2}\%$) почти в 2 раза ниже, чем в щелочных породах Тежсарского комплекса $1,1 \cdot 10^{-1}\%$ и в то же время оно вдвое превышает кларк в кислых породах $2,4 \cdot 10^{-2}\%$ (Виноградов, 1962). В ходе кристаллизации гранитов значительного накопления хлора в поздних отщеплениях не отмечается (0,06%). Главная масса хлора в породах сосредоточена в апатите (0,02%) и в роговых обманках (0,1-0,15%).

Фосфор. Как видно из таблицы 46, по данным химических анализов (P_2O_5 в пересчете на фосфор) содержание фосфора варьирует в пределах 0,05–0,16%. По сравнению с кларковыми содержаниями в кислых породах – 0,1% (Ноккольдс, 1954), 0,07% (Виноградов, 1962), среднее содержание в порфириовидных гранитах несколько превышает указанные кларки – $9 \cdot 10^{-2}\%$. Главная масса фосфора гранитов связана с апатитом (75–85%) и в меньшей степени – с порообразующими минералами.

Сера. Были выполнены химические определения общей серы и раздельно – сульфидной и сульфатной (табл. 46). Среднее содержание суммарной серы составляет $7,0 \cdot 10^{-2}\%$, что выше кларка в кислых породах $4 \cdot 10^{-2}\%$ (Виноградов, 1962). В то же время к апатитам и пегматитам содержание как суммарной серы, так и общей и сульфатной понижается. Характерной особенностью Амзачиманского массива, как и, по-видимому, рудоносных интрузивов вообще, является не только и не столько повышенное содержание общей серы, сколько доля, приходящаяся на сульфидную серу (40–60%). Главная масса серы, особенно, сульфидная ее часть, связана с сульфидными акцессорными минералами, а сульфатная часть связана с баритом и сульфатами металлогенных элементов.

О геохимической и металлогенической специализации интрузий порфириовидных гранитов центральной Армении

Выяснение природы геохимической специализации рудоносных интрузий центральной Армении (Амзачиманский, Фиолетовский, Цахкашенский (Северо-Такярлинский), Ахавнадзорский массивы, Анкаванские дайки и др.) имеют важное металлогеническое значение, так как с последними пространственно и парагенетически связаны средние по масштабам месторождения медно-молибденового, золото-висмут-теллурического, золото-вольфрамового, редкометального, редкоземельного семейства руд. Можно без преувеличения сказать, что металлогенический облик Памбакского рудного района обязан формированию раннеорогенных интрузий порфириовидных гранитов, относящихся по совокупности признаков к субвулканической гранитной петрографической формации (по Ю. А. Кузнецову).

Определяя место, время и петрогенетические аспекты формирования порфириовидных гранитов центральной Армении, в частности, наиболее крупного Амзачиманского массива, мы неоднократно подчеркивали их тесную связь со становлением Тежсарского щелочного вулканоплутонического комплекса, завершающей фазой которого они являются. В связи с тем, что геохимическая эволюция этого комплекса рассмотрена в предыдущей работе (Меликсетян, 1972), здесь остановимся на природе геохимической специализации. По концентрации устанавливаются три ассоциации редких элементов:

1. Элементы отчетливо повышенной концентрации: Zr, Hf, TR (Ce), Ba, Sr, Ti, Y, Ni, Co а также Mo, Cu, Bi, Ag, Au, W, S, Cl характеризуют первичную геохимическую специализацию Тежсарского щелочного комплекса и унаследуются поздними гранитами ("сквозная" ассоциация).

Природа комплексной геохимической специализации порфировидных гранитов Амзачиманского массива

Этапы	Типы геохимической специализации	Элементы повышенной концентрации	Аксессуарно-минеральная специализация
I	Унаследованная (сквозная) от первичной геохимической специализации щелочной магмы Тежсарского щелочного комплекса.	(K, Al), Zr, Hf, Ce, Ba, Th, Mo, W, Nb, F, Cl.	Ортит, циркон, бадделейт, велерит, монацит, кейльгауит, чевкинит, кнопит, ильменорутил, пирохлор, барит, молибденит, шеелит, флюорит, торит.
II	Дифференциационная (локальная), возникающая при щелочно-эманационной дифференциации и взаимодействии остаточной щелочной магмы и гранитного субстрата при выплавлении кислой магмы	(Si, Na), Mo, Bi, As, Te, Ag, Au, Hg, Ge, U, S.	Молибденит, молибдошеелит, вольфрамит, арсенопирит, реальгар, самородное золото, висмутин, бисмутит, силванит, ураноторит, киноварь, ураноторианит.
III	Приобретенная (ассимиляционная) за счет усвоения магмой: а) основных пород, б) карбонатных пород.	(Mg, Fe), Ti, Cr, Ni, Co, Se, Cu, Zn, V, P, Ca, Sr.	Магнетит, рутил, анатаз, бруксит, хромит, самородные цинк, медь, турмалин, сфен, апатит, ортит, эпидот и др.

II. Элементы нормальной и варьирующей концентрации: Te, Cs, Nb(Ta), U, Th, Tl, As, Zn, Hg, Ge, Sn, F, V, P. Содержание этих элементов преимущественно кларковое и несколько повышенное в условиях фаций с явлениями эманационной дифференциации.

III. Элементы устойчиво пониженной концентрации: Li, Rb, Be, J, Ga, Se, Pb, Tl(Y), Y, Mn, Gd, Se являются нехарактерными для всего комплекса и в том числе для гранитоидов поздней, заключительной фазы.

Рассмотренные закономерности распределения микроэлементов в гранитах и во всей серии указывают на комплексную природу геохимической специализации и различия в источниках редких элементов, связанных различным петрогенетическим процессам. Проведенные минералого-геохимические исследования Амзачиманского массива позволили выделить три типа геохимической специализации, ранее рассмотренные и для Мегринского плутона (Меликсетян, 1961, 1964), и в совокупности отражающие природу комплексной геохимической специализации гранитоидов и как следствие - их аксессуарно-минеральную специализацию (табл. 47). Таким образом, геохимический облик порфировидных гранитов, их металлогеническая и аксессуарно-минеральная

специализация обязаны сочетанию различных петрогенетических процессов, ведущих к возникновению на конечных стадиях формирования Тежсарского комплекса гранитного расплава и его окончательному становлению.

Выделяются три этапа формирования петрогеохимического облика гранитоидов:

1. Глубинная магматическая дифференциация исходной щелочной магмы приводит к разветвлению хода дифференциации с возникновением субсерии насыщенных пород с унаследованной от первичной ("сквозной") геохимической специализацией.

2. Возникновение субщелочного высокотемпературного гранитного расплава претерпевает интенсивную щелочно-эманационную дифференциацию в пределах гранитного субстрата с обогащением пневматофильными элементами.

3. В условиях внедрения обогащенного летучими и щелочами гранитного расплава в верхние структурные этажи происходят явления взаимодействия с основными породами кровли (актинолитовые сланцы, порфириды, известняки), приводящие к возрастанию основности гранитоидов (гибридизации их) и приобретению ассоциации чуждых ("несовместимых") элементов.

Ассоциации элементов и основные петрогенетические процессы на рассмотренных этапах становления порфировидных гранитов иллюстрируются табл. 47.

Касаясь металлогенической специализации порфировидных гранитов центральной Армении, выражающейся повышенной концентрацией металлогенных (рудных) элементов $Mo, Cu, Bi, W, Au, Ag, Hg$ отчасти U, TR, Th следует отметить наиболее отчетливые его признаки:

1. Положительная геохимическая специализация против кларка: Mo, Cu, W - 2-3 кларка, Au, Ag, Hg, Bi, U (возможно Te) - 3-10 кларка (табл. 47).

2. Постоянная аксессуарно-минеральная специализация: молибденит, халькопирит, молибдошеелит, висмутин, золото, являющейся конкретным проявлением рудоносности порфировидных гранитов и унаследующаяся минерализацией послемагматического этапа (табл. 47).

3. Повышенные концентрации, кроме собственных рудных аксессуарных минералов, рудогенных элементов в минералах магматической и позднемагматической стадии: W - в цирконе, сфене, анатазе (0,003-0,03%), Mo - в биотите и титановых аксессуориях (0,003-0,06%), Bi в сфене, биотите, цирконе, ортите, пирите (0,003-0,01%), Au и Ag (в шеелите, сфене, рутиле (лейкоксене) и др.

Весьма отчетливо рассеянная металлогеническая специализация проявляется в составе и концентрациях элементов-примесей в различных по магнитной восприимчивости и минеральному составу фракций искусственных шлихов гранитов.

4. Более отчетливая проявленность и повышение степени рудной аксессуарной минерализации в ряду миароловые граниты - аплитопегматиты - рудные пегматиты - кварцевые жилы - измененные граниты параллельно с возрастанием поздних - и послемагматических процессов.

5. Повышенная концентрация сульфидной серы (50-60% от общей серы) в гранитах и повышенный коэффициент реализации рудных элементов (Cu , Mo , W , Bi , As), т.е. доля рудогенного элемента, приходящаяся на собственные акцессорные минералы от общего содержания в гранитах.

Таким образом, специфический комплекс порфировидных гранитов центральной Армении, завершающий раннеорогенный магматизм Севано-Ширакской геосинклинальной зоны, является рудопроизводящим наиболее продуктивным интрузивным комплексом, что находит свое отражение в металлогении Памбакского и других рудных районов зоны.

Довольно отчетливо проявляется и редкометальная (U-Th-TR(Ce)) металлогеническая специализация, хотя степень ее реализации менее проявлена (ортитоносные граниты, аплиты), но весьма характерна для исследуемой геохимической провинции.

Г л а в а VIII

ПЕТРОГЕНЕЗИС ПОРФИРОВИДНЫХ ГРАНИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АРМЕНИИ

Проблема происхождения интрузивных магм, в частности, собственно гранитной магмы, является одной из наиболее дискуссионных и сложных в современной петрологии. Хотя и дискуссия по "проблеме гранитов" завершилась не в пользу немагматического происхождения гранитов, многие аспекты, в частности, природа исходной магмы, несмотря на значительные достижения экспериментальных исследований, до сих пор не получила приемлемого решения. Не вдаваясь в обзор представлений по существу указанной проблемы, которая обстоятельно освещена в ряде работ последних лет (Менерт, 1963; Тернер и Ферхуген, 1961; Соболев, 1965, 1967; Коржинский, 1962; Петров, 1965; Афанасьев, 1962; Коптев-Дворников и др., 1962; Соловьев, 1967 и другие), а на примере интрузивного магматизма Армянской ССР — Г. П. Багдасаряном, К. Г. Шириняном (1962), С. И. Баласаняном (1963, 1960), остановимся на рассмотрении вопроса происхождения порфировидных гранитов центральной Армении с учетом совокупности геолого-петрологических и геохимических данных.

В вопросе петрогенезиса порфировидных гранитов центральной Армении В. Н. Котляр (1958) придерживался взгляда о происхождении их в результате дифференциации основной магмы и сопутствующих процессов глубинной ассимиляции пород сиала. При этом, поскольку они рассматривались как предшествующие формированию Тежсарского щелочного комплекса, порфировидные граниты тем самым как бы намечали переход к интрузивам щелочного ряда.

Позже Г. П. Багдасарян (1955, 1966) развивал представления о гибридной (родственной, мультпостумной) природе порфировидных гранитов Амзачиманского массива, образовавшихся в результате проникновения и воздействия на вмещающую туфоосадочную толщу магматизирующего раствора, обогащенного летучими компонентами, по составу близкого к аляскиту или лейкограниту. Так же, как и В. Н. Котляр (1958), Г. П. Багдасарян считал, что "порфировидные сиенито-

граниты ознаменовывают переход от гранитоидных интрузий к резко выраженным щелочным".

В последнее время Р. Г. Геворкян (1965, 1968), касаясь проблемы происхождения порфиридных сиенито-гранитов Амзачиманского массива, исходя из представлений об "изотермической апотектической" кристаллизации исходной толеитовой магмы в условиях повышения щелочности (K_2O) и образования в палеогеновом магматическом комплексе субсерии пород, недосыщенных и насыщенных SiO_2 , а также изучая роль рубидия в ходе формирования базальтоидных серий центральной Армении, приходит к выводу об их образовании путем магматической дифференциации и исключает в трактовке их генезиса влияние процессов контаминации и ассимиляции.

На наш взгляд, проблема происхождения молодых порфиридных гранитоидов как центральной, так и южной Армении не может быть разрешена только с петрологической стороны или лишь на основании геолого-петрографических данных. Более правомерным представляется принципиально новый, комплексный подход, требующий учета совокупности всех явлений — магматизма, гибридизма, метасоматоза и гранитизации с качественной и количественной оценки роли их на всех этапах формирования порфиридных гранитоидов.

Общая схема петрогенезиса щелочно-базальтоидных и гранитоидных серий Памбака

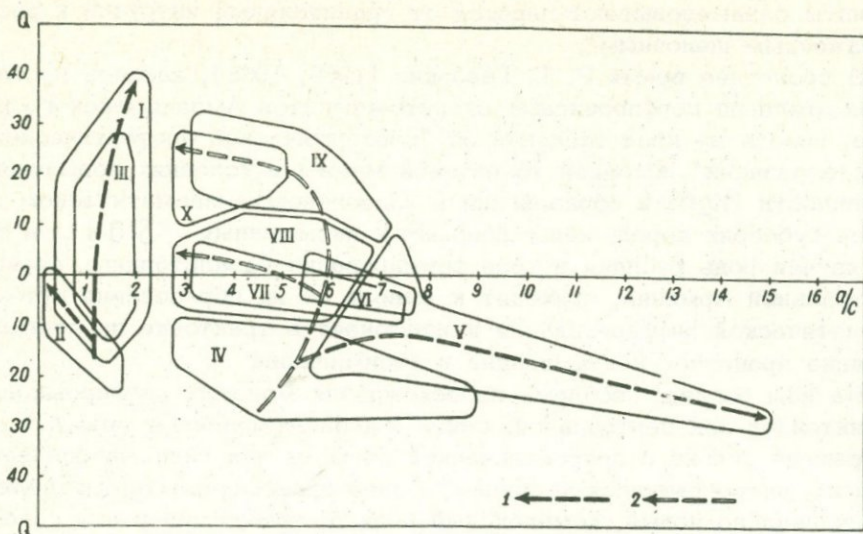
Прежде чем остановиться на происхождении и формировании наиболее поздних рудоносных интрузий порфиридных гранитоидов, вкратце остановимся на петрогенетической модели Тежсарского вулканоплутонического комплекса, подробно изложенной в работах автора (Меликсетян, 1970, 1972).

В отличие от предыдущих исследователей, нами выделялись две автономные, независимые петрографические ассоциации: среднеэоценовая Базумская щелочно-земельная и раннеолигоценовая Памбакская щелочная — субщелочная (фиг. 17).

В петрогенезисе Памбакской вулканоплутонической серии мы важную роль отводим взаимодействию щелочно-базальтоидной магмы в пределах гранитно-метаморфического субстрата, приводящему в результате интенсивного массообмена к выплавлению синтектических расплавов различного состава: трахиандезитового, трахитового, фонолитового и гранитного расплава, способных к дальнейшей, правда неглубокой, дифференциации в камерах становления в пределах верхнего структурного яруса. Причем особенности эволюции рассматриваемого комплекса выражаются в следующих особенностях:

1. Изменчивый характер режима щелочности: в вулканический этап с убыванием недосыщенности кремнекислотной и нарастающей щелочности (особенно калиевой), а в интрузивный этап — с возрастанием кремнекислотности при убывающей щелочности.

2. Направленный и закономерный характер изменения последовательно формирующихся в стационарных условиях магматических расплавов, приближающихся к высокотемпературным эвтектическим составам фонолита — щелочного сиенита — гранита.



Фиг. 17. Диаграмма кислотность-щелочность ($Q-a/c$) для палеогенового магматического комплекса Севано-Ширакского синклинория. I. Среднеэоценовый андезит - липаритовый комплекс. II. Лермонтовский массив. III. Базумская группа интрузивов гранодиорит-диоритового состава. IV. Верхнеэоценовая щелочная базальт-фонолитовая серия. V. Щелочной Тежарский комплекс. VI. Бундукский массив. VII. Цахкашенский массив. VIII. Ахавнадзорский массив. IX. Гамзачиманский массив. X. Анкаванский дайковый комплекс.

1. Путь эволюции среднеэоценовой магматической серии.
2. Путь эволюции верхнеэоцен-нижнеолигоценовой серии.

3. Неравновесный характер кристаллизации в субвулканических условиях во всей серии, что фиксируется структурными взаимоотношениями, полигенетичностью и реакционными соотношениями и вариациями состава и упорядоченности цветных и силикатных минералов.

4. Значительные перепады градиентов интенсивных параметров - температуры ($1100-800^{\circ}\text{C}$), давления, соответствующих 5-6 км в магматическом резервуаре, до 0-2,5 км в верхнем структурном этаже, и концентрации компонентов за счет притока калия и летучих из перегретых участков очага щелочных оливиновых базальтов, а также при массообмене с карбонатными и гранитными породами.

Изложенное свидетельствует, что при трактовке петрогенезиса Памбакской серии правомернее исходить из принципов термодинамики неравновесных необратимых процессов в приложении к эволюции магматических систем в поле градиентов интенсивных параметров (Жариков, 1965; Дмитриев и др., 1965). При этом, в условиях значительных градиентов P и T концентрации компонентов в расплаве при стационарном характере магматической дифференциации и длительном массообмене с вмещающими породами связаны с явлениями термо- и бародиффузии.

При такой трактовке генезиса Тежсарского комплекса, в ходе его направленного развития в заключительную фазу эволюции возникают остаточные расплавы состава кварцевого щелочного сиенита - гранита.

Однако необходимо указать, что дальнейшая интенсификация процесса магматической дифференциации при образовании магмы Амзачманского массива будет находиться в зависимости от температуры и интенсивности массообмена с породами гранитно-метаморфического субстрата, в пределах которого, по имеющимся данным, располагается магматический резервуар. Перемещение магматической камеры до уровня развития анатектических гранит-мигматитов, развитых в нижней амфиболит-гранатовой фации метаморфизма (Багдасарян, 1960; Агамалян, 1970), приводит к заметному обогащению расплава кремнекислотой и натрием.

Нам представляется, что благоприятный термический режим на завершающих стадиях магматической дифференциации, под влиянием очагов щелочно-базальтоидных расплавов, должен привести к интенсификации явлений палингенеза. Об этом свидетельствуют имеющиеся экспериментальные исследования и данные геохимии, тектоники и геофизики.

Как указывалось, смена напряженного орогенного щелочно-базальтоидного вулканизма Памбака, протекающего в условиях растяжения, как известно, в интрузивный этап сменяется сжатием, что приводит к увеличению давления в магматической камере. Процесс сжатия, с одной стороны, снижает температуру плавления гранитного расплава (Винклер, 1962; Платен, 1967) в условиях насыщения водой, с другой - повышает приток тепловой энергии из более глубоких очагов базальтоидных расплавов, температура плавления которых в данных условиях повышается.

Кроме того, проведенные геохимические исследования подтверждают двойственную природу как геохимической специализации (повышенное содержание элементов группы железа, Zn, Se, Cu, Ge, V и др.), так и металлогенической специализации - возникновение скарново-магнетитовых, медно-молибденовых и полиметаллических месторождений (Cu, Mo, Au, Ag, As, Bi, Pb и др.), которая возможно связана с потоком тепла и эманаций из очагов щелочно-базальтового расплава.

Таким образом, анализ магматизма Памбака и Сюника приводит нас к выводу, что подъем и формирование очагов высоконагретых базальтоидных расплавов вследствие блокового воздымания и разуплотнения нижних горизонтов сводовых поднятий, связанные с этапами тектоно-магматической активизации, благоприятствуют явлениям анатексиса, магматической дифференциации и интенсивному массообмену. Возникновение подобных магматических очагов напряженного ранне-орогенного вулканизма и плутонизма под влиянием базальтоидных расплавов происходит в локальных неглубокозалегающих (5-8 км) периферических очагов вдоль глубинных разломов. Общей закономерностью развития указанных гетерогенных формаций является уменьшение во времени влияния базальтоидных тенденций на последовательно возникающие интрузивные фазы и усиление тенденций палингенной кислой

магмы, возникающих уже после заметного перерыва (5–15 млн. лет) в связи с новым импульсом тектоно–магматической активизации в олигоцен–миоцене.

В виде осторожного предположения можно утверждать, что поток высокотемпературных перегретых эманаций, а также соответствующий тепловой режим обеспечивается в приподнятых очагах базальтоидной магмы путем естественной конвекции. По существу эти каналы и сопряженные с ними очаги базальтоидной магмы являются своеобразными "телескопами", связывающими участки магмообразования и массообмена в верхних этажах земной коры с участками высокой энергии в пределах мантии.

Именно в такой петрогенетической модели мы находим объяснение развития синхронных щелочной и субщелочной серий Памбака и появление близких синхронных серий повышенной щелочности и известково–щелочных в южной Армении. При этом, если возникновение габбро–монцонит–сиенитовых ветвей возможно связано с гибридизацией базальтовой магмы в сиалической гранитно–метаморфической коре на ранних этапах становления многофазных плутонов, то на поздних этапах в связи с уменьшением энергии этих базальтоидных расплавов превалируют явления палингенеза. Этим объясняются тесная пространственная приуроченность в глубокоэродированных частях плутона и происхождение дифференцированных тел оливиновых габброидов и монцонитоидных пород, мощная дайковая серия габбро–диоритового и лампрофирового составов. Более поздние фазы гранитоидов в многофазных комплексах ассоциируют с основными породами амфибол–пироксенового состава, являющихся результатом базификации. Мы убеждены, что многие особенности регрессивного хода дифференциации при формировании многофазных габбро–гранитоидных формаций на ранних этапах, сменяющегося вновь прогрессивным типом дифференциации (внедрение даек основного состава) на конечных этапах связано с явлениями длительного (порядка 3–5 млн. лет) взаимодействия в стационарных условиях базальтоидных расплавов в гранитно–метаморфическом субстрате. Многие аспекты рассматриваемой петрологической концепции требуют дальнейшей разработки и уточнения, однако даже в таком общем виде эта концепция объясняет многие установленные закономерности орогенного магматизма и металлогении Памбак–Зангезурской зоны.

На наш взгляд, петрологическая концепция магмообразования, предполагающая источником гранитообразования подъем в зонах глубинных разломов и внедрение высокотемпературных основных базальтоидных магм, предшествующих гранитоидному магматизму (Вегман, 1938 и др.), представляется более вероятной, чем гипотеза вертикальной миграции очагов магмообразования из пределов верхней мантии в сиалическую кору, в развернутой форме рассмотренной Э. П. Изохом (1957, 1967) и Ю. А. Кузнецовым (1964) при объяснении петрогенезиса гетерогенных габбро–гранодиорит–гранитных и габбро–монцонит–сиенитовых формаций.

М. А. Фаворская и др. (1969) с большой группой исследователей на основе анализа магматизма, данных геофизики и геохимии геосинклинально–орогенных зон Приморья, Камчатки, Армении и др., также

подчеркивают возможность участия в процессах контрастного корового магмообразования в структурах типа сводовых поднятий подъем к поверхности глубинных базальтоидных расплавов и потоков тепла и эманаций.

Термодинамические условия формирования порфиroidных гранитоидов

Приближенная оценка возможных глубин, вероятных температур кристаллизации интрузий порфиroidных гранитоидов имеет важное значение при выяснении их генезиса.

Глубина становления интрузий порфиroidных гранитоидов определяется достаточно надежно. В пределах Тежсарской кольцевой структуры Амзачиманская и Цахкашенская интрузии гранитов представляют собой наиболее поздние внедрения в виде периферических штоков. Верхний предел глубины становления определяется из учета следующих фактов:

1. Мощность щелочной вулканогенной толщи, прорываемая всеми интрузиями Памбака, составляет 0,6–1 км, при этом останец ее сохранился в купольной части центрального штока нефелиновых и щелочных сиенитов на отметках 3100–3200 м.

2. Щелочные сиениты центрального и конического интрузивов рвутся штоком порфиroidных гранитов, однако ЮВ линия контакта (кровли) нигде не проходит выше гипсометрической отметки 2300–2400 м. Исходя из уровня покрывки эффузивов и уровня прорывания предшествующей интрузии щелочных сиенитов, расчетная глубина становления составляет не менее 1,5 км до 2 км.

Учитывая также резкопорфиroidный облик гранитов, отсутствие дифференцированных пегматитов, характер контактов, наличие в эндоконтактах зон закалки (0,6–3 м), а также высокое соотношение $Fe_2O_3 : FeO$ (1,1–2,1), интрузии порфиroidных гранитов по Баддингтону (1965) относятся к элизоне (1–3 км).

О малоглубинности интрузива и невысоком давлении на кристаллизующуюся магму свидетельствуют наличие экзоконтактовой маломощной низкотемпературной роговообманково-роговиковой фации ($T = 550^\circ$, $P_{H_2O} = 1000$ атм.), кривые распределения FeO и CaO в гранитах ($P_{H_2O} = 500–800$ атм. по диаграмме Э. Н. Елисеева, 1967) и ряд других фактов.

Изложенное позволяет констатировать, что литостатическое давление в камере становления на кристаллизующуюся магму соответствует примерно 500 атм. и во всяком случае вряд ли превышало 1000 атм. Расчетная глубина магматического резервуара (по углам схождения кольцевых и конических структур), откуда происходило перемещение магмы, порядка 5–6 км, т.е. не более 2000 атм. без учета давления при сжатии структур.

Температуры кристаллизации. В качестве геохимических индикаторов палеотемператур кристаллизации использовались: содержание TiO_2 в магнетитах (0,15–0,54%) по диаграмме Баддингтона (1959), соответствующее 550–700 $^\circ$ C, парагенезис роговиковой экзо-

контактной фации интрузива - 440-550°C и полевошпатовый параметр Т. Барта (1956).

Как видно из таблицы, кристаллизация довольно высокотемпературного гранитного расплава протекала в диапазоне 550-900°. При этом полученные данные температур можно сгруппировать следующим образом:

1. Температура гранитного расплава - 800-900°C.
2. Температура кристаллизации порфировых вкрапленников - 600-650°C.
3. Температура кристаллизации жильных дифференциатов - 550-600°C.

Полученные данные температуры кристаллизации методом Т. Барта на 150-250°C выше, чем температура эвтектического минимума 650° (Таттл, Боуэн, 1955). О высокотемпературности гранитного расплава, из которого кристаллизовались порфировидные граниты, свидетельствуют: разброс точек нормативных составов гранитов Амзачиманского массива относительно "низкотемпературного корыта" в системе $Ab - Or - Kfs$.

Кроме того, экспериментальные данные по исследованию "гранитных систем" и опыты плавления природных гранитов показывают, что при низких давлениях насыщенные водой гранитные расплавы имеют более высокую температуру, чем температура тройного минимума.

Таблица 48
Вероятные температуры кристаллизации сосуществующих полевых шпатов по Т. Барту

№ п. п.	Типы пород и генерации калишпата	Фации пород	Ab в плагио-оклазе, мол. %	Ab в ортоклазе, мол. %	Ab(кпш), Kfs, Ab(пл)	Температура °C
1.	Кварцевый сиенит	Ранняя подфаза	37,0	68,0	0,54	800
2.	Порфировидный гранит	Главная	52,7	77,0	0,69	900
3.	Порфировидный гранит (вкрапленники)	Интрузивная фаза	23,5	68,0	0,35	650
4.	Порфировидный гранит (основная масса)		51,5	80,0	0,65	850
5.	Аплиты	Жильные породы	18,0	70,0	0,26	550
6.	Пегматиты	1 этапа	24,0	78,0	0,32	600

В то же время составы и температуры равновесной кристаллизации аплитов и аплит-пегматитов близки к области тройной эвтектики с температурой 550-600°. Уместно также отметить, что температура кристаллизации вкрапленников ортоклаза в гранитах была близка к температуре остаточной жидкости и их кристаллизации (инъекционно-метасоматическое разрастание) происходит в позднемагматическую стадию до кристаллизации остаточной аляскитовой жидкости и внедрения жильных дифференциатов массива.

Предел насыщения летучих имеет важное значение для рассмотрения петрогенезиса порфиридных гранитов. В согласии с экспериментальными исследованиями и установленными эмпирическим путем глубинами и температурами кристаллизации, можно оценить содержание воды и других летучих компонентов в гранитном расплаве. Предел насыщения летучими зависит от давления, температуры и щелочности кристаллизующегося расплава.

Если принять, что в камере становления интрузива давление отвечает в случае динамического равновесия литостатическому давлению $P_A = P_{H_2O} = 500$ атм, то можно по диаграмме Д. Кеннеди (1957) вычислить содержание воды, равное 3,0 вес %, а с учетом повышенного содержания щелочей растворимость воды значительно возрастет (Жариков, 1969), вследствие образования свободных групп $R-OH$. Выяснение этого вопроса имеет важное значение в связи с химико-минералогическими и петрогенетическими особенностями порфиридных гранитов.

Если полагать, что из магматического очага с глубин порядка 5-6 км внедрение высокотемпературного богатого щелочами водонасыщенного (5,5% при 2000 атм.) расплава происходило при $P_{H_2O} > P_A$ до уровня камеры становления на глубине 1,5 км, при этом содержание растворимой в расплаве воды должно непрерывно снижаться. Неоднородность в распределении калия и калишпатизации массива, гранитизации ксенолитов, характер ее проявления, подводят нас к мысли, что явления позднемагматической калишпатизации носили не аутоматический характер за счет растворов щелочь-вода в кристаллизующейся порции расплава в камере, а связаны с резким насыщением остаточной жидкости в результате кристаллизации водными калисодержащими растворами, восходящими частью путем диффузии из магматического очага вследствие градиента давления и температур. Этот флюид, по мнению В. А. Жарикова (1969) и по данным экспериментальных исследований (Г. Мори, О. Таттл) имел высокую подвижность и сложный состав - вода-щелочной силикат. Изложенное позволяет утверждать, что в конечные стадии кристаллизации остаточной, богатой щелочами расплав был пересыщен водой и калиевосиликатной фазой (более, чем это установлено при $=500$ атм.), что приводило к интенсивной гранитизации и дезинтеграции ксенолитов, кристаллизации и росту вкрапленников ортоклаза.

Таким образом, суммируя термодинамические условия формирования интрузий порфиридных гранитов, необходимо подчеркнуть:

1. Становление интрузии происходило на глубинах 1,5-2 км, что соответствует давлениям (внешнего и внутреннего) порядка 500 атм.

2. Температура гранитного расплава (800-900°) значительно превышала температуру эвтектического состава гранита (650°) при конкретных условиях глубинности.

3. Гранитный расплав вследствие высокой температуры, повышенной щелочности, вероятно, представлял собой пересыщенный водой (и летучими) и щелочными алюмосиликатами водно-силикатный расплав.

4. Кристаллизации "порфириобластов" ортоклаза происходила из водонасыщенного остаточного расплав-раствора в позднемагматичес-

кую стадию после кристаллизации плагиоклаза, роговой обманки, биотита, но до кристаллизации основной аляскитовой мелкозернистой массы гранита.

5. Вероятными причинами высокой температуры гранитного расплава могли явиться особый термический режим, связанный с притоком тепла и перегретых растворов из более глубинного очага, с непосредственным переходом высокотемпературной лейцит-фонолитовой эвтектики в гранитную и, вероятно, в начальный этап кристаллизации — с инконгруэнтным плавлением ортоклаза.

О роли различных петрогенетических процессов при формировании рудоносных интрузий порфиридных гранитов

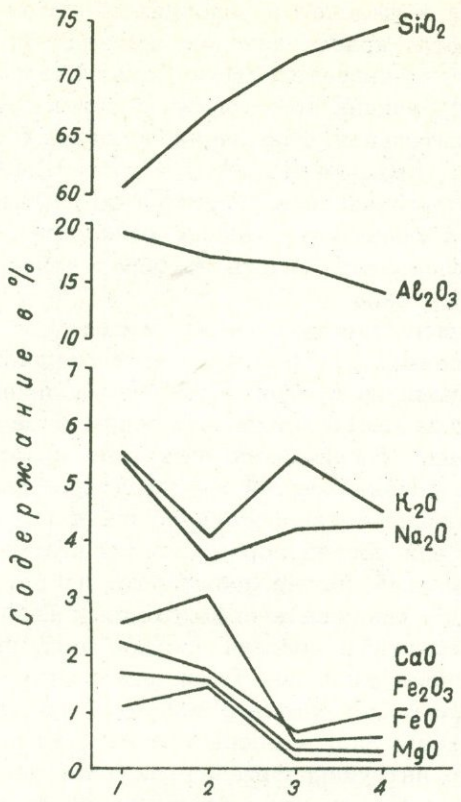
Формирование рудоносных порфиридных гранитов — адамеллитов Памбака носит длительный характер. На разных этапах формирования гранитов преобладают различные процессы, накладывающие свой отпечаток на окончательный облик и состав гранитов.

Изменение химического состава расплава при дифференциации.

Важное значение эволюции химического состава расплава в ходе формирования Амзачиманского массива связано с оценкой роли других петрогенетических процессов, в частности, ассимиляции и гранитизации. В табл. 50 приводятся средние составы ранних и поздних инъекций гранитной магмы, а также составы главной интрузивной фации и ее лейкократовой основной массы, которая принимается нами за состав остаточного и исходного расплава. Как видно из вариационной диаграммы (фиг. 18), эволюция Амзачиманского массива носит нисходящий характер, что выражается в неуклонном возрастании кремнекислотности, понижении известковистости и железо-магниевого компонентов. Поведение щелочей несколько изменчиво от кварцевого сиенита к граниту, сумма щелочей снижается, а затем при внедрении поздних дифференциатов вновь возрастает, хотя к концу кристаллизации остаточного расплава концентрация калия резко падает, что связано с уходом главной массы калия на образование ортоклазовых вкрапленников.

Указанный ход изменения химизма расплава в ряду: щелочной кварцевый сиенит (D) — гранит (A) — аплит (B) — основная масса (C) иллюстрируется диаграммой А. Н. Заварицкого (фиг. 18). Из рассмотрения диаграммы можно прийти к выводу о направленном характере химического изменения в сторону понижения щелочности, известковистости и концентрации железо-магниевого компонентов. В то же время видно, что явления ассимиляции ксенолитов не отражаются на составах остаточных расплавов (B, C), а в ходе, как это видно по направлению векторов, кристаллизации возрастает роль калия за счет уменьшения содержания натрия и кальция.

Сравнительный анализ матриц коэффициентов корреляции (табл. 49) показывает на наличие значимой отрицательной корреляционной связи, с одной стороны, между SiO_2 и щелочами (K_2O и Na_2O), с другой — между SiO_2 и основаниями. В то же время весьма



Фиг. 18. Вариационная диаграмма изменения химического состава в ходе кристаллизации. 1. Кварцевый щелочной сиенит. 2. Порфиroidный гранит. 3. Основная аляс-китовая масса гранита. 4. Жильный гранит-аплит.

четки положительные связи между MgO и CaO , а также между FeO и Fe_2O_3 . Отсутствие корреляционной связи между щелочными металлами и кремнеземом, на наш взгляд, отрицает значительную роль гранитизации восходящими растворами, а положительные корреляционные связи оснований между собой свидетельствуют о постороннем источнике их в гранитах.

О роли явлений ассимиляции и гранитизации

Минералого-петрографические, петрохимические, геохимические особенности порфиroidных биотит-роговообманковых гранито-адамеллитов Памбакского рудного района указывают на заметную роль процессов гибридизма за счет ассимиляции и гранитизации ксенолитов основных пород (порфиритов среднего эоцена, возможно, актинолитовых сланцев палеозоя) кровли. Наличие большого количества в различной степени гранитизированных и резорбированных ксенолитов и сгустков темноцветных минералов пониженной железистости, при повышенном содержании CaO , MgO , Al_2O_3 а также резко зональных плагиоклазов состава $N = 67-42 An$ пироксена диопсидового состава, андалузита, граната и др. является характерной особенностью гранитов Памбака и находит свое объяснение в процессах гибридизма в гранитизации, на что указывалось Г. П. Багдасаряном (1957). Про-

цессы растворения и усвоения ксенолитов протекают со значительным поглощением кремнекислоты и щелочей в условиях обогащения расплава летучими и щелочами после кристаллизации плагиоклаза и ранней генерации калишпата. Об этом свидетельствуют статистические отрицательные коэффициенты корреляции кремнезема с окислами оснований ($R = -0,43-0,71$) и положительная корреляция оснований между собой: CaO с TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO ($R = +0,40-0,68$); а также высокие значения коэффициента вариаций MgO , Fe_2O_3 , MnO , TiO_2 (табл. 49). В самих гранитизированных ксенолитах отражены все главные стадии кристаллизации, вплоть до образования редких порфировых вкрапленников ортоклаза.

Мы попытались дать количественную оценку масштабам явлений гибридизма и объемов усвоенных гранитной магмой ксенолитов основных пород. В табл. 50 приводятся средние составы различных продуктов кристаллизации Амзачиманского массива. Принимая за состав исходного гранитного расплава, обогащенного щелочами и летучими, химический состав основной мелкозернистой лейкократовой массы (С), а за состав ксенолита — анализ переработанного ороговикованного ксенолита (К), мы рассчитали состав породы из расчета 80% С и 20% К. Как видно, рассчитанный состав адамеллита и состав гранит-адамеллитов Амзачиманского массива весьма сходны. Таким образом, можно примерно оценить масштабы явлений ассимиляции, протекавших при интродировании гранитного расплава. Если для достижения исходного состава гранита состава адамеллита усвоено 20% по объему и еще 10–15% ксенолитов сохранились в массе гранита, то можно без преувеличения считать, что интродировавшая гранитная магма, обогащенная летучими компонентами, усвоила — ассимилировала и гранитизировала значительный объем пород кровли, составляющий примерно 1/3 объема самого интрузива.

Такая высокая способность массообмена с ксенолитами в условиях небольших глубин должна указывать на высокую начальную температуру гранитного расплава, сравнительную длительность процесса ($S = 1-2$ млн лет), обогащенность расплава водой и щелочно-кислотными компонентами. По мнению А. А. Кадика и Н. И. Хитарова (1966), на интенсивность процессов массообмена расплава с ксенолитами будут влиять не только тепловая энергия и температура гранитного расплава, но и содержание воды и размеры магматической камеры.

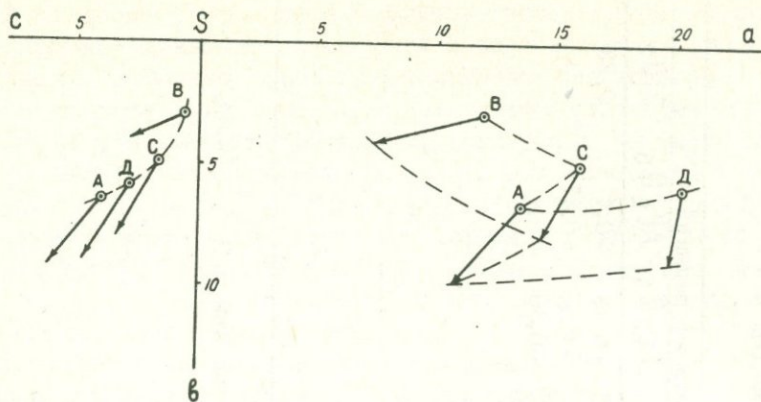
Особенности процесса кристаллизации

Рассмотренные особенности изменения химизма, состав исходного расплава и влияние явлений ассимиляции ксенолитов основных пород влияют на пути и особенности кристаллизации гранитного расплава. Рассмотрим сначала пути кристаллизации расплава. Как видно из диаграммы состав-парагенезис, точки среднего гранита и аплита располагаются во втором поле парагенезисов гранитоидов в зависимости от потенциалов щелочей по Д. С. Коржинскому (1947). Кроме того, составы щелочных вулканических и интрузивных пород ложатся на одну котектическую линию, что указывает на комплементарность сос-

Статистические параметры распределения породообразующих окислов и их коэффициенты корреляции в гранитах Амзачиманского массива ($n = 15$)

Окислы	Статистические параметры				Матрица общих (парных) коэффициентов корреляции (r)								
	Fe	S ₂	S	V	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂
SiO ₂	66,74	11,270	3,36	5,03	-0,68	-0,40	-0,49	-0,39	-0,71	-0,56	-0,43	-0,47	-0,23
TiO ₂	0,37	0,030	0,17	45,90	-0,35	-0,21	+0,56	+0,35	+0,50	+0,65	-0,45	-0,27	
Al ₂ O ₃	13,39	3,289	1,81	11,04	+0,38	-0,34	-0,22	-0,44	+0,30	+0,02	-0,36		
Fe ₂ O ₃	1,84	0,672	0,82	44,56	+0,09	+0,29	+0,39	+0,48	+0,27	0,51			
FeO	1,50	0,116	0,34	22,67	0,00	+0,09	+0,48	+0,18	+0,72				
MnO	0,10	0,002	0,04	40,0	+0,30	+0,11	+0,43	+0,32					
MgO	1,57	1,282	1,14	72,61	+0,35	-0,23	+0,68						
CaO	3,19	0,708	0,84	26,33	+0,05	+0,06							
Na ₂ O	3,66	0,504	0,71	19,40	+0,07								
K ₂ O	4,13	1,160	1,08	26,15									

Примечание: 95% зона значимости при $r \geq 0,51$; 90% зона значимости при $r \geq 0,44$.

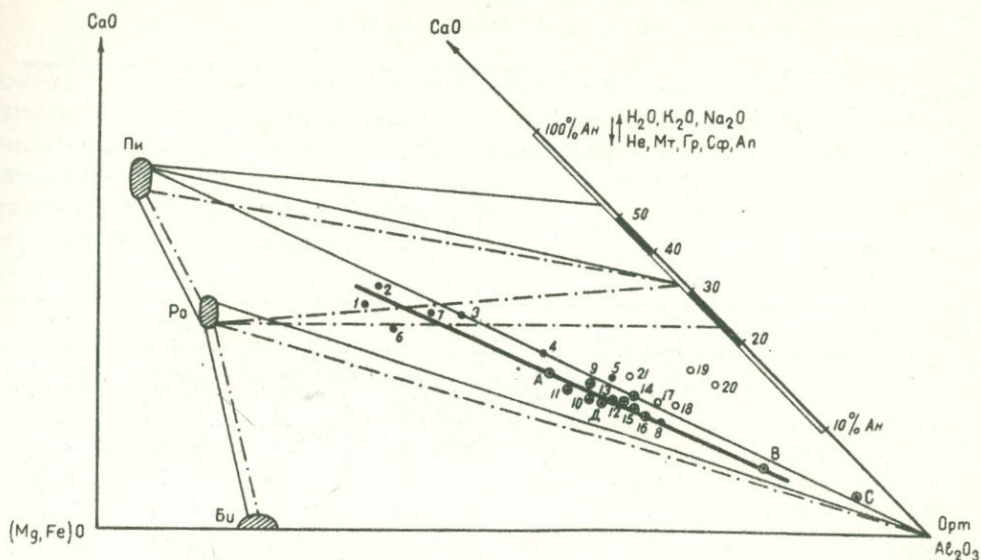


Фиг. 19. Изменение числовых характеристик А. Н. Заварицкого в ходе дифференциации и кристаллизации Амзачиманского массива. А. Порфириовидный гранит. В. Гранит-аплит. Г. Основная аляскитовая масса гранита. Д. Щелочной кварцевый сиенит.

тавов гранитоидов с породами щелочного комплекса. Путь кристаллизации последовательно возникающих анхизвтектических расплавов — нефелин-сиенитового-полевошпатового и гранитного располагаются целиком во II поле щелочности с устойчивым для всего комплекса парагенезисом $K_{пш}+P_0+Bi+K_в$, хотя отдельные фации щелочного комплекса относятся к парагенезисам переходных от Пн к Шн. Точка среднего гранита (А) из пород Амзачиманского массива располагается в поле кристаллизации плагиоклаза, где первым кристаллизуется плагиоклаз $N_{\bar{b}} = 48-32$, позднее плагиоклаз $N_{\bar{b}} = 36-22$ с роговой обманкой. Затем котектическая линия переходит в поле ортоклаза (Д), к которому присоединяется биотит. Однако кристаллизация кварца задерживается до конца и идет одновременно с ортоклазом, выполняя мезостазис (точка С). Из рассмотрения хода кристаллизации можно заключить, что кристаллизация каждого минерала, особенно плагиоклаза и ортоклаза, была растянута во времени, что указывает на неравновесный характер кристаллизации. Об этом же свидетельствует наличие трех структурных групп минералов, отражающих этапы кристаллизации гранитного расплава повышенной калиевой щелочности.

Как указывалось, структурно-гранулометрический анализ гранитоидов позволяет выделить три структурные группы: 1) крупнокристаллическая мезократовая (плагиоклаз-1 $N_{\bar{b}} = 48-32$, калишпат-1, роговая обманка, биотит); 2) мелкозернистая лейкократовая аляскитовая (калишпат-II, плагиоклаз $N_{\bar{b}} = 22-18$, кварц); 3) меланократовая мелкозернистая — переработанные ксенолиты (диопсид \rightarrow роговая обманка \rightarrow биотит, поздний кварц и калишпат). Особую структурную группу составляют крупные вкрапленники ортоклаза, на образовании которых остановимся позже.

Для понимания кристаллизации водонасыщенных гранитных распла-



Фиг. 20. Диаграмма состав-парагенезис Тежсарского вулканоплутонического щелочного комплекса и котектическая линия кристаллизации. Пунктирные линии - парагенезисы II поля; сплошные линии - парагенезисы III поля. Вулканическая серия (сплошные кружочки): 1. Щелочной базальт. 2. Трахиандезит. 3. Трахит. 4. Эпилейцитовый трахифонолит. Дайки: 5. Монзонит-порфиров. 6. Бостонитов: 7. Эпилейцитовых сиенит-порфиров. 8. Щелочной трахит. Интрузивная серия (кружочки с крестиками): 9. Щелочной сиенит конической интрузии. 10. Щелочной сиенит центрального штока. 11. Нефелиновый сиенит. 12. Богатый нефелином нефелиновый сиенит. 13. Псевдолейцитовый сиенит. 14. Гибридный нефелиновый сиенит. 15. Нордмаркит. Жильная щелочная серия (полые кружочки): 16-21. Субщелочная гранитоидная ветвь (кружочки с точками). А. Порфиоровидный гранит. В. Аляскит. С. Кварцевый щелочной сиенит. Б. Аплит.

вов повышенной щелочности большое значение приобретают диаграммы фазового равновесия различных типов гранитных систем плавности. Информация, которую можно получить, объясняет многие аспекты петрогенезиса Амзачиманского массива, в том числе полигенетичность породообразующих минералов, наличие структурных групп и др.

В первом приближении можно принять, что кристаллизация происходила в практически закрытой системе, хотя ясно, что субвулканические условия накладывали свой отпечаток на особенности кристаллизации.

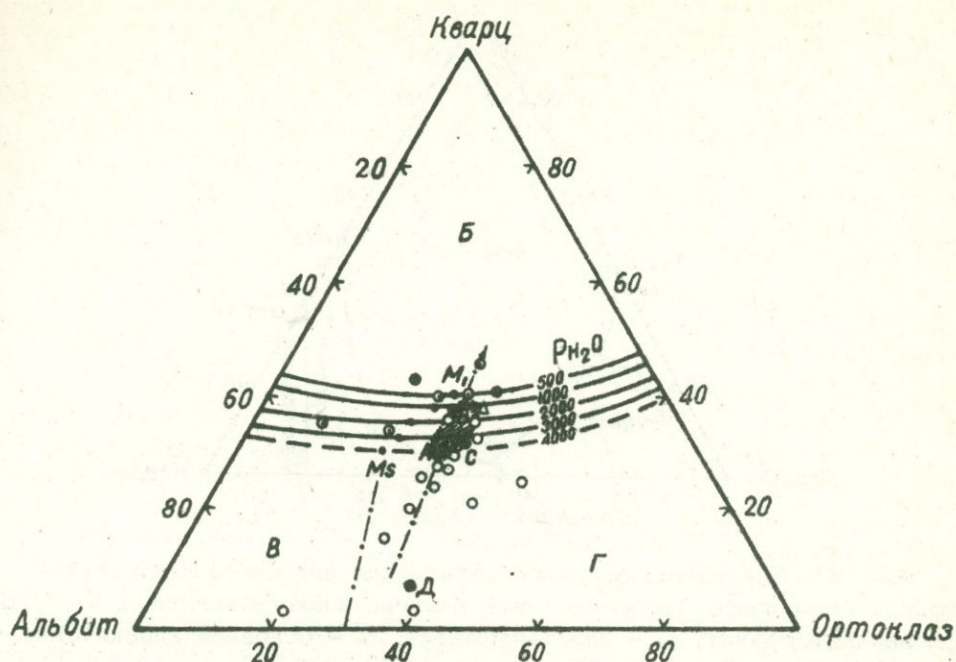
Как показывает анализ диаграммы $Ab - Orp - Kb - H_2O$ (Таттл, Боуэн, 1958), на которую нанесены рядовые и средние составы гранитов и аплитов Амзачиманского массива (фиг. 21), преоб-

Средние составы продуктов дифференциации и гибридизма исходной кислой магмы Амзачи манского массива

Компоненты в вес %	Порфировидный гранит. Главная интруз. фация	Основная масса (остат. расплав) гранитов	Ранние инъекции щелочных сиенитов	Поздние инъекции лейкокра-товых ап-лит-гранитов	Мелано-кратовые ксенолиты негранитизированные	Состав гранита из расчета 80% "С" и 20% "К"	Предполагаемый субстрат (бжнийские граниты) выплавления
Окислы	А	С	Д	В	К	Р	П
	67,36						
SiO ₂	67,36	72,04	61,82	74,35	50,34	67,66	73,26
TiO ₂	0,35	-	0,30	0,10	1,73	0,35	0,29
Al ₂ O ₃	16,77	17,20	19,70	14,70	16,12	16,98	13,18
Fe ₂ O ₃	1,73	0,63	2,35	0,96	5,06	1,54	1,38
MnO	1,49	0,14	1,72	0,32	6,11	1,33	1,47
MgO	0,09	-	0,17	0,02	0,31	0,06	0,03
CaO	1,49	-	1,16	0,49	7,12	1,42	1,01
Co ₂ O	3,04	0,53	2,59	0,69	9,64	2,35	1,98
Na ₂ O	3,62	4,10	5,40	3,86	3,24	3,92	3,12
K ₂ O	4,06	5,50	5,50	4,43	0,61	4,52	3,12
n. n. n.	0,69	0,52	0,52	0,39	0,42	0,49	1,53
Сумма	100,69	100,66	99,83	100,19	100,70	100,62	100,37
Среднее из 14		1	1	7	1	2	5

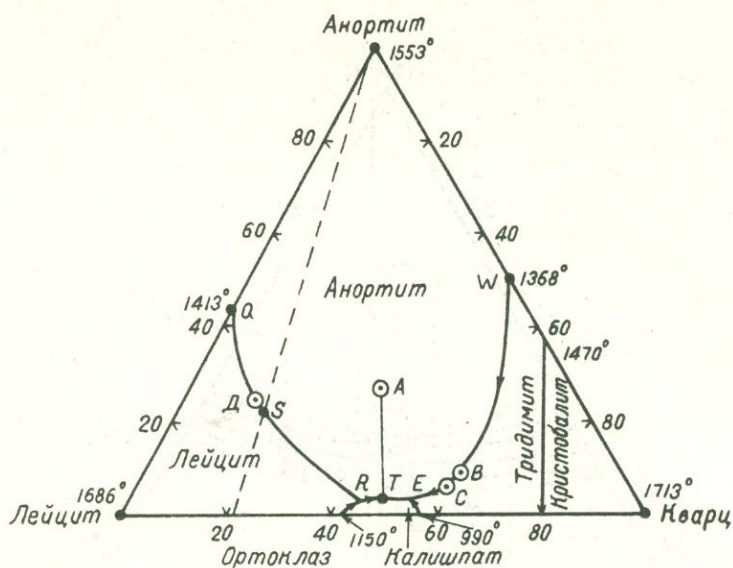
ладающая часть фигуративных точек интрузивной фазы располагается в поле кристаллизации ортоклаза, а средний состав гранита располагается в области высокотемпературного эвтектического состава (точка А). Составы жильных дифференциатов (средний состав - В) расположены в области тройного температурного минимума, где кварц-кашлишпат-альбит кристаллизуются одновременно. В гранитах же кристаллизация полевых шпатов, хотя они и должны кристаллизоваться раздельно, нарушается и первым при данном составе должен выделиться ортоклаз. Однако, как показывает взаимоотношение полевых шпатов, первым кристаллизуется плагиоклаз-1, а кристаллизация ортоклаза, образующего порфиры вкрапленники, происходит в связи с позднемагматическим метасоматозом. Расположение точек показывает, что эволюция расплава носит регрессивный характер кристаллизационной дифференциации с понижением давления и температуры от состава кварцевого сиенита (Д) к гранитам (А) и далее аплитам (В).

Как указывалось, в ранней структурной крупнокристаллической группе главная масса сложена зональным олигоклаз-андезином, что



Фиг. 21. Диаграмма розового равновесия для системы альбит-ортоклаз-кварц для давления P_{H_2O} в пределах 500–4000 атм. Оконтуренное поле – область наиболее распространенных составов гранитов: альбит+ортоклаз+кварц 80% нормативного состава. 1. Граниты, гранодиориты (пустые кружочки). 2. Аплиты, аплит-пегматиты (кружочки с точками). А. Средний состав гранита Амзачиманского массива. В. Средний состав аплита. С. Основная аляскитовая масса гранита. Д. Кварцевый щелочной сиенит. 1–11 – котектические линии кварц-полевоы шпат для соответственно 500 и 4000 атм. – положение точек тройного температурного минимума при давлении паров воды указанных на котектических линиях. Б – поле кристаллизации кварца. В – поле кристаллизации плагиоклаза. Г – поле кристаллизации ортоклаза. Стрелкой показан путь кристаллизации Амзачиманского массива.

находит свое объяснение при рассмотрении диаграммы лейцит-анортит-кремнезем (фиг. 22), изученной Боуэном и Шерером (1947). Кристаллизация контаминированного гранитного расплава, как это видно по положению состава среднего гранита, начинается с плагиоклаза ($N_{\bar{b}} = 48-32$), к которому при понижении температуры в точке Т присоединяется ортоклаз в области средних температур. В то же время состав кварцевого сиенита ранней подфазы Амзачиманского, являющегося остаточным расплавом дифференциации базальт-лейцит-фонолитовой серии Тежсарского комплекса, располагается в треугольнике анортит-лейцит-ортоклаз левее соединительной линии анор-

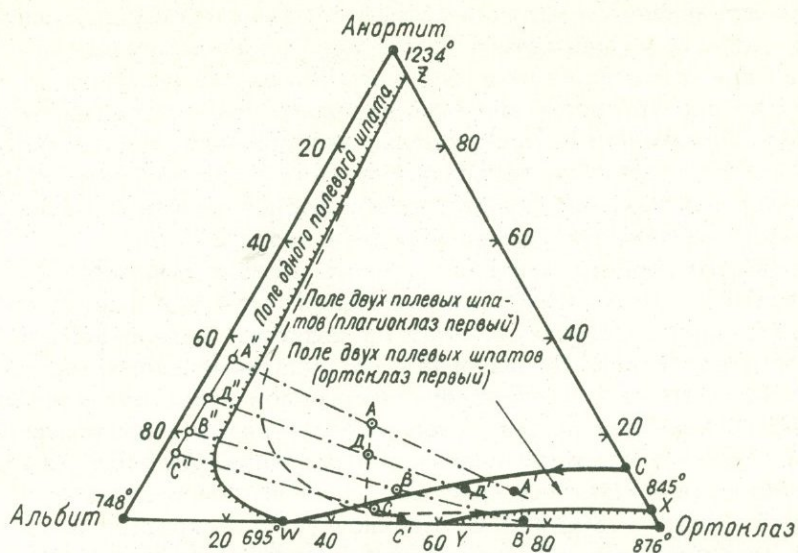


Фиг. 22. Диаграмма фазового равновесия для системы анортит-лейцит-кремнезем. Точки составов Амзачиманского массива: А - порфировидный гранит; В - аплит-пегматит; С - основная аляскитовая масса гранита; Д - кварцевый щелочной сиенит.

тит-ортоклаз, что имеет важное петрологическое значение в познании гранитного петрогенезиса Памбака. Первой фазой в этом случае должен быть анортит, к которому присоединяется затем лейцит и при понижении температуры вдоль котектической линии SR жидкость достигает точки R , где лейцит, реагируя с расплавом, переходит в раствор, а калиевый полевой шпат и плагиоклаз кристаллизуются вместе. Составы основной массы (С) и аплита (В) расположены в области низкотемпературной котектической линии, где кварц-ортоклаз и кислый плагиоклаз кристаллизуются вместе.

Особенности кристаллизации полевых шпатов в амзачиманских гранитах хорошо иллюстрируются диаграммой Аб-Ан-Ор (Тернер, Ферхуген, 1961), на которую нанесены составы главных типов пород (полевые кружочки с точкой) и составы соответствующих калишпатов (сплошные кружочки), соединенные пунктирными линиями.

Из анализа диаграммы (фиг. 23) видно, что точки гранита (А) и кварцевого сиенита (Д) расположены в поле двух полевых шпатов, но первым будет кристаллизоваться плагиоклаз соответственно $N_{38}^{\bar{5}}$ и $N_{32}^{\bar{5}}$, находящийся в равновесии с ортоклазами Or_{64} и Or_{53} . Это еще раз подчеркивает высказанные ранее соображения, что граниты кристаллизовались из контаминированного расплава, а кварцевые сиениты из неконтаминированного исходного расплава. Составы аплит-гранита (В) и основной массы гранита (С) смещены в сторону одного полевого шпата, хотя если учесть субвулканические условия формирования (пунктирная линия $P_{H_2O} \leq 1000 \text{ атм.}$), то и



Фиг. 23. Диаграмма альбит-анортит-ортоклаз, иллюстрирующая кристаллизацию полевых шпатов по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену. Пунктирная кривая изображает пересечение сольвуса и солидуса при давлении воды 1000 атм. (для интрузий малых глубин), сплошная — 5000 атм. (глубинные интрузии).

здесь первым выделяется плагиоклаз состава $N_{\bar{0}} = 20$ и $N_{\bar{0}} = 18$, сосуществующие с ортоклазами состава соответственно, Or_{12} и Or_{48} . Ход кристаллизации полевых шпатов и их составы находятся в согласии с данными минералого-петрографических исследований Амзачиманского массива. Теперь необходимо остановиться на происхождении вкрапленников ортоклаза.

О роли позднемагматической ортоклазизации

Большинство исследователей порфировидных гранитоидов приходит к выводу об их порфиробластическом характере, обязанном процессу калиевого метасоматоза.

Мы не отрицаем возможности проявления порфиробластического инъекционно-метасоматического калишпата, в частности, он характерен для порфировидных гранитоидов южной Армении, где не редки и структуры рапакиви. Однако исследования Амзачиманского массива привели нас к выводу о необходимости выделения двух типов порфировидных вкрапленников — позднемагматического и метасоматического происхождения, хотя и наблюдения Г. П. Багдасаряна (1957) указывают на проявление типичного метасоматоза и порфиробластеза. Каковы те факты, которые не позволяют разделить точку зрения о метасоматическом характере ортоклазовых вкрапленников — 1) В

контактной зоне граниты приобретают средне-мелкозернистое сложение, а количество вкрапленников уменьшается и почти исчезает; 2) наличие во вкрапленниках явлений катаклаза, включения посторонних минералов редки; 3) взаимоотношения с плагиоклазом реакционные с частыми каемками альбита и сутуровыми швами с кварцем; 4) отсутствие вкрапленников во вмещающих экзоконтактных породах и ксенолитах; 5) закономерная план-параллельная ориентировка вкрапленников ортоклаза; 6) отсутствие вкрапленников в жильных породах; 7) разъедание и коррозия вкрапленников гранобластовой основной массой; 8) примерно одинаковый размер вкрапленников (2-3 см).

Приведенных данных достаточно, чтобы прийти к выводу о нематасоматическом происхождении вкрапленников, хотя как показало рассмотрение хода кристаллизации, К-шпат не является выделением, избыточным против эвтектики. На материале по Амзачиманскому массиву, на наш взгляд, находит подтверждение интересное представление Эскола (1956) об образовании ортоклазовых вкрапленников в позднемагматический этап кристаллизации гранитного расплава. Об этом же свидетельствуют температуры их кристаллизации по полевошпатовому термометру Т. Барта - 600-650°C. Касаясь условий кристаллизации порфировых вкрапленников, на долю которых приходится около половины калия гранитов, необходимо учесть, что ранняя кристаллизация плагиоклаза и роговой обманки приводит к обогащению остаточного расплава калием. Что же касается водонасыщенности расплава, обогащенности летучими компонентами, то они благоприятствовали кристаллизации крупных вкрапленников ортоклаза. Однако, на наш взгляд, основной причиной массовой кристаллизации из остаточного расплава вкрапленников ортоклаза послужили, по-видимому, нарушение равновесного хода кристаллизации вследствие реакции остаточного расплава с ксенолитами и резкие перепады температур и давлений при формировании в субвулканических условиях. Не меньшее значение при образовании крупных ортоклазовых вкрапленников в гранитах имели скорость роста и изменение поверхностной энергии.

О роли эманационной дифференциации

О роли летучих компонентов и воды в ходе дифференциации и кристаллизации мы можем судить на основании концентраций этих компонентов в гранитоидах и на основе изучения газовой-жидких включений, являющихся по существу первичными. Прежде чем перейти к вопросу о роли воды и летучих при кристаллизации, остановимся на общем содержании ее в породах. Пределы колебания содержания связанной воды в различных фациях гранитов - 0,6-1,0%, CO_2 - 0,53-1,1%, P_2O_5 - 0,11-0,2%, F - 0,08-0,1%, Cl - 0,33-0,41%, S - 0,3%, SO_3 - 0,13-0,22%. Суммарное содержание воды и летучих составляет 2-3,5%, в среднем 2,75%. Анализ воднорастворимой части показывает высокое содержание в газовой-жидких включениях CO_2 , HCO_3 , Cl, SO_3 щелочных и рудных металлов. Причем концентрация их как в породах, так и в водных вытяжках растет в ряду гранит-аплит-миароловый гранит (табл. 51). Кроме того, минералого-гео-

Химическая характеристика воднорастворимых
вытяжек из газовой-жидких включений гранитов ^x

Порода	Содержание в мг/100 г										
	K	Na	Ca	Mg	Fe	Cu	MoO ₄	Cl	HCO ₃	SO ₄	CO ₂
Порфири- видный гранит	3,6	7,4	11,5	3,5	0,05	5,0	4,0	10,2	42,7	9,25	53
Миароловый гранит	5,4	9,5	8,7	5,3	8,1	4,0	2,0	8,5	48,8	6,2	106
Аплит-пег- матит	9,6	9,5	7,7	2,9	0,5	15,0	6,0	7,2	42,7	6,0	53

^x По данным химических анализов Э. А. Кюрегян, О. А. Бозоян (ИГН АН Арм. ССР).

химические исследования показывают повышенное содержание калия, фтора и урана в северной и южной эндоконтактных зонах. Весь имеющийся материал по распределению элементов магматических эманаций (F, Cl, S, SO₃, CO₂ и др.) калия и кремнезема и пневматофильных (Mo, W, Au, Hg, U, Ba, Be, Pb, Te, Bi и др.) указывают на важную роль эманационного перемещения указанных компонентов к участкам с низким давлением — в эндоконтакты и апикальные миароловые фации. Приводимые аналитические данные позволяют считать, что предположение о водонасыщенности, богатстве летучими гранитного расплава, давшего крупнопорфировые гранитоиды, следует считать правомерным и их содержание вдвое выше, чем предполагал Н. Г. Судовиков (1958).

О значительной роли эманационной дифференциации говорят и факты приуроченности миароловых разностей, фациальных пегматитов к южной эндоконтактной зоне, наличие миароловых и дифференцированных аплит-пегматитов с крупными кварцевыми ядрами и занорышами с кристаллами кварца, ортоклаза, биотита и ортита. Весьма примечательным представляется наличие миарол, выполненных не только кварцем, калишпатом и ортитом, но и крупночешуйчатым молибденитом, халькопиритом, шеелитом и апатитом. Кроме того отмечаются включения метасоматического кварца по швам кристаллов ортоклаза. Все эти факты, а также кристаллизация ортоклазовых вкрапленников подтверждают ранее высказанное (Коптев, Дворников, 1962) предположение о значительной роли летучих в переносе K₂O и SiO₂ и редких элементов на поздних этапах кристаллизации гранитного расплава. В ходе кристаллизации верхние и эндоконтактные части интрузива испытывают метасоматические изменения, связанные с поступлением из более глубоких частей интрузива растворов, обогащенных K₂O и SiO₂. Эти же явления эманационной дифференциации в более глубоких частях интрузива приводят к локализации и обогащению аплитов и пегматитов ортитом и др.

Роль щелочного метасоматоза, как указывалось, заметно ограничена. Наиболее ранние проявления щелочного – калиевого метасоматоза выражены и в самих гранитах появлением позднего калиевого полевого шпата с кварцем, замещающих ранние выделения плагиоклаза и ортоклаза.

Весьма отчетливо калиевый метасоматоз проявляется в северной эндо-экзоконтактной зоне, на контакте со щелочными сиенитами Архошанского выхода. Здесь возникают неправильной формы ветвистые новообразования и прожилки калишпата за счет взаимодействия с ранними щелочными сиенитами. Полоса калиевого метасоматоза составляет 5–25 м. Сравнительно слабее процесс К-метасоматоза проявлен в экзоконтактных роговиках. Закаленные эндоконтактные части интрузива претерпевают большее влияние калиевого метасоматоза, чем центральные части. В последних он проявляется в появлении каемок вокруг ортоклазовых вкрапленников и в ксенолитах. Появление миароловых пустот в гранитах с идиоморфными кристаллами калишпата и биотита, молибденита, шеелита и ортита указывает на резкую смену позднемагматической кристаллизации пневматолитовой, происходящую вследствие резкого изменения давления и температуры.

Важность К-метасоматоза Амзачиманского массива связана с ортитовой минерализацией в аплитах и аплит-пегматитах, интенсивность которой возрастает с интенсивностью калишпатизации. Более поздним по времени является натриевый метасоматоз щелочной стадии. Однако масштабы альбитизации в пределах Амзачиманского массива весьма скромны. Мы уже отмечали, что наличие структур рапакви не характерно для ортоклазов массива.

Альбитизация в основном проявлена в пегматитах, особенно дифференцированных, в виде друз клевландитового альбита. В массиве альбитизация проявлена неравномерно. Однако в участках, по-видимому, приуроченных к прототектоническим трещинам, всегда резко возрастает редкометальная минерализация – ураноторит, ураноторианит, циртолит, ильменорутит, гаттчетолит и др.

Роль кислотного метасоматоза проявлена весьма незначительно. В целом по массиву он выражается в основном в образовании крупночешуйчатого мусковита, т. е. слабо грейзенизированы. Метасоматоз кислотной стадии в пределах массива проявлен слабо. Более интенсивно с образованием грейзенизированных гранитов с кварц-молибденовой минерализацией он проявлен в пегматитах, аплит-пегматитах и в участках развития пологопадающих структур, вмещающих золото-шеелитовые кварцевые жилы. По совокупности минералого-петрографических свойств выделяются три главных типа пород стадии кислотного выщелачивания: ранние грейзены, кварц-серицитовые метасоматиты и березиты.

Глава IX

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ РОЛЬ ИНТРУЗИЙ ПОРФИРОВИДНЫХ ГРАНИТОИДОВ

Проведенные геолого-петрографические и минералого-геохимические исследования интрузий порфировидных гранитоидов Памбакского рудного поля позволили специально рассмотреть вопросы металлогенической роли их и одновременно коснуться некоторых спорных вопросов альпийской металлогении Памбакского рудного района.

Памбакский рудный район в схеме металлогенического районирования И. Г. Магакьяна (1947, 1967) является СЗ частью Памбак-Зангезурского рудного пояса, характеризующегося медно-молибденовым, железорудным и золоторудным типами оруденения, связанными с гранитоидами олигоцен-миоценового возраста. В истории геотектонического и металлогенического развития альпийского цикла медно-молибденовый пояс относится И. Г. Магакьяном (1947, 1959) к поздним стадиям развития.

Альпийская металлогения Памбакского рудного района в разные годы изучалась И. Г. Магакьяном (1947, 1967), В. Н. Котляром (1958), Б. С. Вартапетяном (1958), Г. П. Багдасаряном (1952, 1966), А. Г. Мидяном (1952, 1954), П. Л. Епремяном (1968), Э. М. Мадагтяном (1966, 1969), П. Д. Яковлевым (1955), Н. С. Хачатряном (1958), Г. И. Гольденбергом (1954-1969), А. М. Аветисяном (1952), Г. А. Синаняном (1964), Г. О. Пиджяном (1958), А. И. Карапетяном (1961, 1968, 1969, 1970), Ш. О. Амиряном (1966, 1968), К. А. Мурадяном (1968) и другими.

При металлогеническом анализе Памбакского рудного района, как и для всего медно-молибденового пояса И. Г. Магакьян совершенно справедливо подчеркивал большую роль интрузий порфировидных гранитоидов, с которыми тесно связана разнотипная эндогенная минералогения.

Проведенные нами минералого-геохимические исследования позволили более однозначно решать вопросы генетической связи разнообразного оруденения с развитием интрузивной деятельности и показать

высокую металлогеническую продуктивность интрузий порфировидных гранитоидов. Однако в целом ряде исследований пространственно-генетические связи оруденения и магматизма решались неоднозначно как на Памбаке, так и ранее в Зангезуре (Меликсетян, 1964, 1965). Так, отсутствие четкой тектоно-магматической схемы развития области привело В. Н. Котляра (1958) к представлению о связи главного медно-молибденового, железорудного, золото-полиметаллического оруденения с "ранней" фазой (монциты, кв. диориты, гранодиориты), объединяющей не только интрузии разных этапов и разного возраста Ахавнадзорская, Такярлинская, Анкаванская), но и различные самостоятельно развивающиеся палеогеновые серии (Ахавнадзорская и Базумская).

Позже, А. И. Карапетян (1968, 1969, 1970), учтя возрастные данные и не учитывая петрогенетические связи интрузий, связывал скарново-магнетитовое оруденение с Анкаванским, золотосульфидное (Зар) с Такярлинским нижнемеловыми интрузивами, а в палеогеновом цикле он выделял две стадии: 1) позднюю - скарново-железорудные, медно-молибденовые, частью золото-теллурические проявления, возникшие в связи с формированием гранитоидов щелочноземельного комплекса и 2) конечную - золото-висмуттеллурические проявления в связи с гранитоидами щелочного-субщелочного комплекса.

Неправомерным представляется связь оруденения только с глубинными разломами, что приводит к представлениям о приуроченности золоторудного оруденения Тандзута и Гамзачимана к одним и тем же структурам (Мадатян, 1969; Амирян, 1968). Весьма противоречивы суждения о связи золоторудного оруденения Памбакского рудного района с щелочными интрузиями и другими типами магматических и рудных формаций. Трудно согласиться также с представлениями, что медно-молибденовые и золоторудные месторождения намного моложе интрузивных комплексов, к которым они тяготеют, что они сформировались в конце миоцена (Мовсисян, 1969) и связаны с более глубокими магматическими источниками.

Весь имеющийся материал по развитию интрузивного магматизма Памбакского рудного района и закономерностям размещения эндогенной минерализации в пределах одних и тех же локальных структур и минералогическая специализация отдельных продуктов эволюции синхронных магматических очагов позволяет с определенностью высказаться за тесную парагенетическую связь месторождений с интрузиями. Появление неверных суждений по данному вопросу связано с упрощенным подходом к проблеме, с неправильными и формализованными схемами развития структур и магматизма отдельных регионов, преувеличением роли малозначительных структурных, возрастных и минералогических фактов, которые, как правило, находят соответствующее объяснение при глубоком анализе тектоно-магматической истории развития отдельных структурных блоков. Такая схема для Памбакского рудного района приведена в табл. 52.

Как отмечалось автором и ранее, в Зангезуре и на Памбаке по соотношению однотипного, но разновозрастного оруденения с разновозрастными комплексами, а также разновозрастного, но разнотипно-

Схема тектоно-магматического и металлогенического развития Памбакского рудного поля

Этапы развития	Магматические комплексы				Структуры локализации	Сопутствующие рудные комплексы					Рудные поля и месторождения			
	Стадия	серии	формационный тип	форма проявления		возраст, млн. лет	рудные формации	метасоматические фации и формации	ведущие элементы	Условия формирования				
										глубина, км		температура		
Позднегеосинклинальный	Pg ₁ - Pg ₂	Щелочноземельная	1. Андезитовая	Потоки, дайки	48-56	Преимущественно в Базумском, Лорийском и др. блоках Севано-Ширакского синклинория и по периферии Памбакского блока	Медно-гематитовая	Пропилитизация	Fe, Cu, S	0-0,5	Низкие	Базумское (Ва-надзор, Яхштота балка, Тандзут)		
			2. Липаритовая (субвулканическая)	Экструзии, жерловые фации	45-49		Медно-серно-колчеданная, полиметаллическая	Вторичные кварциты	Fe, Cu, Zn, S	0,5-1,0	Средние			
			3. Габбро-диорит-гранодиоритовая	Крупные, мелкие вытянутые штоки	40-46		Медно-гематитовая Магнетитовая	Гранат-актинолитовые скарны	Cu, Fe, S	2,5-4,0	Высокие		Мегрут	
Раннеорогенный (Pg ₂ ³ - N ₁ ³)	Pg ₂ ³ - Pg ₃ ²	Щелочная	1. Базальт-фоновитовая и трахиандезитовая	Потоки, пирокласты, пластывые тела, дайки	37-39	В пределах Тежсарской кольцевой структуры (блока)	Флюоритовая	Альбитизация	F, TR	0,0-0,5	Низкие	Тежсарское (Тежагет)		
			2. Щелочно-сиенитовая	Центральный шток и коническая интрузия	36-39		Тежсарский блок	1. Нефелин-сиенитовая 2. Флюорит-редкометалльная	Нефелинизация Биотитизация	Al, TR, Ti Fe, TR, Ti, F	1,5-2,5 0,7-1,0		Высокие Низкие	Уляшик, Лагерный и др.
			3. Габбро-монцит-сиенитовая	Небольшие и более крупные штокообразные тела	36-39		Атарбекянский, Ахавнадзорский, Анкаванский блоки	1. Скарново-железородная	Известковые гранат-эпидотовые скарны	Fe(Cu, TR)	2,0-3,0		Высокие	Разданское, Ахавнадзорское, Маймехское
			4. Граносиенит-адамеллитовая	Вытянутые дайкообразные тела и штоки, дайки	35-38		Гамзачиманский блок Цахкашанский блок	1. Редкоземельная (ортит) 2. Кварц-молибден-шеелитовая 3. Кв.-халькопирит 4. Золото-теллур-висмутовая 5. Золото-теллур-висмутовая	Калишпатизация Грейзенизация Беризитизация Серицитизация	Fe, TR W, Mo Mo, Cu Au, Te, Bi, Pb, As Au, Te, Bi, Pb, Zn	1,5-2,0 1,5-2,0 1,5-2,0		Высокие Средне-низкие Средне-низкие	Фиолетовское, Гамзачиманское Меградзорское
Позднеорогенный (N ₁ ² -N ₂ ³)	Pg ₃ ³ - N ₁ ³	Повышенной щелочности	1. Гранитовая (субвулканическая)	Надінтрузивная зона, серии даек	30-34	Ахавнадзорский блок Анкаванский блок	6. Полиметаллическая 1. Скарново-магнетит с шеелитом 2. Медно-молибден. 3. Золото-висмут-теллуровая	Аргиллизация Известковые Кварц-серицитовые метасоматиты	Pb, Zn, Sb, U Fe(W), Mo, Cu, Bi Au, Ag, Bi, Pb, Te	0,0-1,0 1,5-2,5 1,5-2,0 1,0-1,5	Низкие Средне-высокие Средне-низкие	Ахавнадзорское Анкаванское (Анкаван,		
			1. Андезит-дацитовая	Потоки, экструзии и субвулканические тела	7-10	Тежсарский, Цахкашанский, Цахкуняцский блоки	Не выявлены, обычно сурьмяно-мышьяковая	Не выявлены,	As, Mg, Sb	0,5-1,0	Низкие	Не известны.		

го оруденения с синхронно-развивающимся магматическими сериями наблюдаются совершенно отчетливые и тесные генетические связи (Меликсетян, 1961, 1965, 1967).

Остановимся на признаках рудоносных гранитоидных интрузий и критериях связи с ними различных типов оруденения в пределах Памбакского рудного поля:

1. Приуроченность одготипного оруденения к определенным типам гранитоидов нижнеолигоценового комплекса в пределах различных локальных структурных блоков. Так, скарново-железородная формация постоянно приурочена к ранней фазе интрузивной серии, представленной как в Атарбемянском, Ахавнадзорском, Анкаванском блоках, так и в Тежсарском гранитоидами повышенной основности: монцодиоритами, меланосиенитами, гранодиоритами, сиенито-диоритами, монзонитами; кварц-молибденит-шеелитовая, медно-молибденитовая высоко-среднетемпературная минерализация, а также тесно ассоциированная с ней, но более поздняя и наложенная золото-висмут-теллуровая, золото-полиметаллическая минерализации всегда тесно связаны с выходами поздней фазы субвулканических порфиroidных гранитоидов, сопряженных с локальными магматическими камерами в пределах Гамзачиманского, Цахкашенского и Анкаванского блоков. Связь редкометального-флюорит-редкоземельного и редкоземельно-ортитового - соответственно со щелочными сиенитами и порфиroidными гранитами совершенно отчетливы.

2. Повторяемость во времени и пространстве сопряженных и специализированных интрузивных и рудных комплексов. В частности, для всех типов оруденения Памбакского и Мегри-Сюникского рудных районов аналогичная повторяемость строго выдерживается, хотя и возрастной диапазон несколько смещен.

3. Положительная металлогеническая специализация интрузий порфиroidных гранитоидов в отношении $TR(Ce)$, Cu , Mo , W , Au , Bi , Te , S более отчетливо проявляющаяся в жильных дифференциатах.

4. Наличие устойчивой акцессорно-минеральной специализации порфиroidных гранитоидов в отношении рудных ассоциаций - ортита, халькопирита, шеелита, золота, редко теллуридов золота, висмутина, галенита и др.

5. Характерно наличие сквозной для молибденоносных порфиroidных гранитоидов сфен-ортит-апатитовой ассоциации акцессорных минералов, причем титановые акцессории обогащены Cu , Mo , W отчасти Au и Bi .

6. Металлогеническая и акцессорно-минеральная специализация и рудопроизводящая способность порфиroidных гранитоидов находятся в прямой зависимости от интенсивности явлений щелочно-эманационной дифференциации, что четко выражается в непрерывной минералогеохимической преемственности и взаимообусловленности поздне-послемагматических образований.

Таким образом, в ходе длительного формирования верхнеоцен-олигоценовой магматической серии (примерно 5-6 млн. лет по данным кали-аргонового метода) формируется последовательный взаимосвязанный ряд рудных формаций, что безусловно связано с явлениями асси-

миляционной и дифференциационной геохимической специализации на разных этапах эволюции магматических очагов.

Взаимосвязь эволюции синхронно развивающихся магматических очагов с возникновением последовательных рядов, генетически связанных интрузивных и рудных формаций, является результатом геохимической эволюции во времени, что фиксируется сравнением специализированных рудно-магматических комплексов в различных рудных полях Памбакского рудного района (табл. 52).

Особенно отчетливо связь рудных формаций, образующих повторные генетические ряды, отмечаются в Анкаванском и Гамзачиманском рудных полях, где они образуют как пространственно разобщенные, так и совмещенные многоэтапные рудные месторождения.

Подобная смена рудных и интрузивных формаций связана в пределах Памбакского рудного района с формированием сложной базальто-гранитоидной магматической серии, эволюционировавшей в три главных этапа с усилением палингенной гранитной ветви от позднего к конечному этапу. Металлогеническая специализация подобных смешанных интрузивных серий также претерпевает направленную эволюцию: $Fe \rightarrow W(Cu, Mo) \rightarrow Pb$ и может быть отнесена к фемическо-сиалическому типу по С. С. Смирнову.

Кроме того, если рассматривать Памбакский блок (рудный район) как самостоятельную структурно-металлогеническую единицу, то и в его пределах намечается достаточно отчетливая региональная зональность от периферических частей блока с развитыми здесь монодиоритовыми интрузиями с скарново-железорудным (Раздан, Галавар) и медным оруденением к купольной части - с характерными комплексами щелочных пород и порфиroidных гранитоидов с редкометальным (молибденовым, редкоземельным и золото-теллуrowым) типами оруденения. Особенности подобной рудно-магматической зональности, на наш взгляд, подтверждают генетическую связь разнотипного оруденения с эволюцией эпизодически возникающих магматических очагов, представленных различными типами магматических формаций.

Таким образом, из петролого-металлогенического анализа Памбакского рудного района вытекают следующие особенности.

1. Памбакский рудный район представляет собой отчетливо выраженный крупный очаговый мегаблок, имеющий характер орогенного тектоно-магматического сводово-глыбового поднятия с автономным щелочно-субщелочным магматизмом и редкометальной минерагенией.

2. Памбакский рудный район имеет мозаичное блоковое строение, предопределяющее закономерности пространственного размещения комплекса рудоносных порфиroidных гранитоидов и связанного с ними генетического ряда рудных формаций.

3. Устанавливается минералого-геохимическая и генетическая связь медно-молибденового, золото-редкометального оруденения с формированием разобщенных, синхронных, в различной степени дифференцированных магматических очагов кислой магмы.

4. Малоуглубинные субвулканические условия формирования (1,0-2 км) гранитоидных интрузий и связанного с ними разнотипного близкоодновременного оруденения.

5. Возраст интрузивного и рудного комплекса определяется как послевеерхнеэоценовый – среднеолигоцен–нижнемиоценовый при длительности формирования порядка 5–6 млн. лет.

6. Устанавливаются две последовательные и повторные возрастные серии палингенных гранитоидных серий: верхнеэоценовая и олигоцен–нижнемиоценовая со своими рудными комплексами.

Таким образом, все имеющиеся факты доказывают как ниже-, так и среднеолигоцен–нижнемиоценовый возраст гидротермального медно–молибденового и золоторудного оруденения Памбакского рудного поля. Этот интервал времени (6–10 млн. лет) соответствует формированию близкоодновозрастного генетического ряда магматических и рудных формаций Памбакского рудного поля.

Считая важным установленное нами наличие повторных генетических серий палингенных интрузий порфиroidных гранитоидов и разновозрастного оруденения как медно–молибденового, так и золото–полиметаллического, представляется интересным с петрологической и металлогенической точек зрения сравнение рудоносных интрузий складчатой зоны центральной Армении.

Детальные минералого–геохимические и петрологические исследования, проведенные в последние годы автором (Меликсетян, 1961, 1964, 1968, 1969) позволили расчленить их и установить как общие, так и отличительные черты порфиroidных гранитоидов Армянской ССР, сведенные в табл. 53.

Как явствует из сравнительной характеристики, намечается целый ряд общих черт рассматриваемых разновозрастных интрузивных комплексов порфиroidных гранитоидов, связанных с конвергентностью процессов гранитного петрогенезиса в начальные и заключительные фазы раннеорогенного подэтапа развития геосинклинально–орогенных зон, претерпевших в период главной фазы складчатости интенсивную гранитизацию субстрата (предверхнеэоценовая фаза).

Касаясь отличительных особенностей порфиroidных гранитоидов южной и центральной Армении, следует отметить, что они связаны с местными условиями возникновения и развития очагов магмообразования, обогащенности водой, щелочами и летучими, исходного состава, температуры и энергии расплавов, интенсивности и длительности процессов К–метасоматоза, эманационной дифференциации и массообмена с вмещающими породами.

Более того, сравнительная характеристика гранитного магматизма и металлогении Памбака и Зангезура подтверждает впервые высказанные представления (Гукасян, Меликсетян, 1965) о металлогенической повторяемости медно–молибденового и полиметаллического оруденения южной Армении в тесной пространственно–временной, структурной, генетической связи медно–молибденовой формации, с одной стороны, с формированием заключительной гранодиорит–граносиенитовой фазы верхнеэоцен–нижнеолигоценового многофазного комплекса (Агарак), с другой – с формированием выделенного нами нижнемиоценового комплекса (Каджаран) порфиroidных гранитов. Позднее эти представления нашли подтверждение в определениях абсолютного возраста околорудных метасоматитов ряда медно–молибденовых

и полиметаллических месторождений (Багдасарян, Гукасян, Карамян, 1966, 1968), слагающих две возрастные группы – 37–44 (Агарак, Личквас, Тей и др.) и 19–25 млн. лет (Каджарян, Дастакерт, Джиндара, Аткиз), что совпадало с временем формирования двух разновозрастных интрузивных комплексов: верхнеэоцен–нижнеолигоценового и нижнемиоценового^х. Имеющиеся данные позволили И. Г. Магакьяну (1966) совершенно справедливо выделить две возрастные группы медно–молибденовых месторождений, связанных с верхнеэоценовым габбро–монцит–граносиенитовым и олигоцен–миоценовым рудоносными комплексами.

Казалось, что приводимые результаты исследований достаточно убедительны и должны были быть использованными в дальнейшем при разработке схемы развития отдельных рудных полей. Однако, к сожалению, в последнее время высказываются соображения, с которыми трудно согласиться. Так, К. А. Карамян (1966, 1968), исходя из структурной приуроченности крупных медно–молибденовых и полиметаллических месторождений (Агарак, Каджаран, Тей и др.) к единой зоне Дебаклинского разлома, пересечений рудными телами дорудной "дайковой серии регионального развития" (возраст которых по Р. Х. Гукасяну – 22–26 млн. лет), предрудности гидротермальных изменений и многостадийного характера оруденения приходит к заключению о генетической и возрастной близости всех медно–молибденовых месторождений Мегри–Сисианского рудного района.

Такого же мнения придерживается С. А. Мовсесян (1969), считая не правомерным связывание генетически однотипных, контролируемых едиными структурами медно–молибденовых месторождений с излишне расчлененными интрузивными комплексами (фазами). При этом им ставится под сомнение определение абсолютного возраста околорудных серицитов и подчеркивается значительная оторванность оруденения от интрузий порфиридных гранитов и связанных с ними даек. Трудно согласиться и с А. И. Карапетяном (1969), связывающим часть медно–молибденовой и золото–полиметаллической минерализации Памбакского рудного поля с неокомским (112 млн. лет) комплексом кварцевых диоритов (Анкаванский, Такаярлинский массивы), а другую часть оруденения – с верхнеэоценовым и олигоценовыми гранитоидами.

Обзор взглядов на генетические связи и возраст медно–молибденового оруденения Памбак–Зангезурской зоны показывает, что основные противоречия связаны с преувеличением роли структурного контроля оруденения (Дебаклинский разлом), наличием качественного минералого–геохимического сходства однотипных месторождений (Агарак, Каджаран), неправильной интерпретации данных абсолютно–

^х Недавно А. С. Фарамазяном (1974) были опубликованы цифры абсолютного возраста рений–осмиевым методом молибденитов ряда месторождений Зангезура, давших поразительное сходство возраста: Каджаран – 24–25 млн. лет, Дастакерт – 22–24 млн. лет, Агарак – 40–45 млн. лет.

Сравнительная характеристика рудоносных интрузий порфиридных гранитоидов Армянской ССР

Комплексы	П амбакский рудный район		Мегри-Сисианский рудный район	
	Верхнеэоцен-нижнеолигоценый комплекс	Позднеолигоценый комплекс	Верхнеэоцен-нижнеолигоценый комплекс	Верхнеолигоцен-нижнемиоценовый комплекс
Характеристики	Амзачиманский, Ахавнадзорский, Пахкашенский, Фиолетовский	Анкаванский дайковый комплекс	Агаракский, Карчеванский	Вохчинский, Казачичский, Шенатагский
Наименование массивов	Штокообразные и дайкообразные тела, площадь 5-30 кв. км.	Дайки и дайкообразные тела до I кв. км.	Вытянутые штокообразные тела 5-10 кв. км.	Штокообразные тела 20-200 кв. км.
Формы и размеры тел	Периферические штоки Памбакской кольцевой структуры и трещинные интрузии, контролируемые зоной разлома СЗ простирания.	Контролируется зоной Анкаванского разлома и оперяющими структурами СЗ простирания.	Контролируется зоной Агаракского разлома СЗ простирания.	Контролируется разломами СЗ простирания (Таштунский) и сопряженными нарушениями.
Структурная позиция	38±2 (36-40)	32±3 (30-34)	38±3 (34-40)	23±1 (20-25)
Возраст млн. лет	Заклительная фаза раннеорогенного (Pg ₂ -Pg ₃) щелочного комплекса.	Самостоятельный комплекс поздней стадии (Pg ₃ -N ₁) раннеорогенного этапа.	Завершающая фаза, (субфаза) раннеорогенного (Pg ₂ -Pg ₃) габброгранитового комплекса.	Самостоятельный комплекс поздней стадии (Pg ₃ -N ₁) раннеорогенного этапа.
Место в истории развития	Однородные немногочисленные тела, редко две субфазы: ранняя - кварцевые щелочные сиениты; главная - порфиридные граниты - адамеллиты.	Однократные дайкообразные тела порфиридных гранитов и две генерации даек гранодиорит-порфиридов (надинтрузивная зона).	Многочисленные, чаще однократные тела порфиридных гранодиоритов, гранитов, гранодиорит-порфиридов (дополнительной интрузии).	Многочисленные палигенные тела: ранняя субфаза - порфиридные граниты; главная - порфиридные гранодиориты адамеллиты. Дополнительные интрузии - гранодиорит-порфириды, аплит-гранитов.
Строение массивов	Жильные породы первого этапа - микрограниты, аплиты, аплит-пегматиты, пегматиты.	Жильная серия раннего этапа - представлена редкими жилами аплита.	Жильные породы раннего этапа - жильные граниты, аплиты, пегматиты.	Жильные породы раннего этапа: аплиты, пегматиты, микрограниты нескольких генераций.
Жильная фаза	Жильные породы II этапа, общие для всего комплекса: керсантиты, вогезиты.	Мощная дайковая серия II этапа - гранодиорит-порфиры двух генераций, редко лампрофиры (спессартиты).	Жильные породы II этапа, общие для всего комплекса: габбро-порфиры, диорит-порфиры, лампрофиры.	Жильные породы II этапа проявлены очень мощно: диорит-порфиры, гранодиорит-порфиры двух генераций.
Условия формирования	Гипабиссальные - I, 5-2,5 км. Температура расплава - 800-860°.	Субвулканические - I-I,5 км. Температура расплава 850-900°.	Гипабиссальные 2-2,5 км. Температура расплава - 800-850°.	Субвулканические I, 0-1,5 км. Температура расплава 850-900°.
Текстурно-структурные особенности	Порфиридные вкрапленники ортоклаза. Основная масса гипидиоморфнозернистая. Вкрапленники типа рапакиви отсутствуют.	Порфиридные вкрапленники ортоклаза. Основная масса микрогранитовая. Структура типа рапакиви не характерна.	Вкрапленники плагиоклаза, кварца. Основная масса микропегматитовая, гипидиоморфнозернистая.	Вкрапленники анортоклаза, роговой обманки, плагиоклаза. Основная масса аплитовидная, гранулитовая. Характерны вкрапленники типа рапакиви.
Особенности химизма	Повышенная щелочность (K ₂ O:Na ₂ O = I, I-I,4) известковистость, глиноземистость, пониженная железистость и кремнекислотность.	Повышенная щелочность (K ₂ O:Na ₂ O = 0,8-I,2), глиноземистость, магnezистость, известковистость и кремнекислотность.	Повышенная щелочность (K ₂ O:Na ₂ O = I,2) повышенная известковистость и глиноземистость, пониженная железистость и кремнекислотность.	Повышенная щелочность (K ₂ O:Na ₂ O варьирует 0,8-I,5), глиноземистость, отчасти магnezистость и кремнекислотность и известковистость.
Особенности минерального состава	Ортоклаз (Or-75) Ab-20; Ap-5) - 30-45%, плагиоклаз зональный (N = 65-32) - 35%, роговая обманка (f = 32-36%) - 3-10%, биотит (f = 42-50%) - 3-5%, кварц - 15-20%. Редко пироксен-салит; вторичные - мушкетерит, хлорит, эпидот, много ксенолитов.	Ортоклаз (Or-69; Ab-28; Ap-3) - 36,42%, плагиоклаз зональный (N = 41-28) - 35-40%, роговая обманка (f = 52%) - 2-3%, биотит (f = 44-56) - 1-5%, кварц - 20-25%. Вторичные - серицит, хлорит, альбит, Ксенолиты редки.	Ортоклаз (Or-74; Ab-20; Ap-6) - 25-40%, плагиоклаз зональный (N = 39-32) - 99-45%, роговая обманка (f = 54%) - 1-5%, биотит (f = 50%) - 1-1,5%, кварц - 18-20%. Вторичные минералы - хлорит, альбит, эпидот. Ксенолиты часты.	Ортоклаз (Or-70 - Ab-25; Ap-5) - 35-45%, плагиоклаз зональный (N = 42-22) - 30-45%, роговая обманка (f = 42-55%) - 2-10%, биотит (f = 46-56) - 3-5%, кварц - 15-25%, редко авгит; вторичные - серицит, хлорит, карбонат, эпидот, альбит, ксенолиты часты.
Типоморфные акцессорные минералы	Сфен, ортит, анатаз, циркон, бадделейт, везерит, гаттчетолит, пироксен, ураноторит, торит, ураноторианит, кнопит, шеелит, молибденит, вольфрамит, висмутин, золото, олово, цинк, киноварь.	Сфен, апатит, рутил, ортит, ураноторит, пирротит, ксенотим, давит, шеелит, молибденит, халькопирит, висмутин, галенит, арсенопирит, олово.	Сфен, циркон, апатит, ортит, ксенотим, торит, рутил, анатаз, касситерит, шеелит, молибденит, халькопирит, висмутин, олово, свинец, турмалин.	Сфен, апатит, циркон, ортит, циркон-циртолит, малакон, ксенотим, монацит, самарскит, ураноторит, уранит, шеелит, касситерит, молибденит, висмутин, халькопирит, галенит, арсенопирит, олово, свинец.
Геохимическая специализация	TR(Ce), Zr, Ba, Sr, Mo, W, Bi, Cu, Ti, Cr, V, Ni, Co, Ge, Ag, Au, Ce, S.	Ba, Mo, Th, U, W, Bi, Cu, V, Ni, Ag, Ge, Au, F, Cl, S	TR(Ce), Zr, Mo, Cu, W, Bi, Ag, Au, As, Pb, Ti, Cr, Ni, V, Co, Ge, B, Cl, F, S.	TR(Ce), Zr, Y, Mo, Cu, U, Th, Pb, Bi, Ge, Ti, Ni, Co, V, Zn, Ga, Li, Cr, Au, Cl, F, S.
Петрогенетические особенности	Дифференциация слабая, явления щелочно-эманационной дифференциации развиты слабо. Гибридизм и гранитизация интенсивная, К-метасоматоз. Исходный состав: кв. щелочной сиенит.	Процессы дифференциации в частности эманационного типа проявляются характерной калишпатизацией кв. диоритов неокма. Явления гибрийдизма слабо проявлены. Исходный состав - гранит.	Процессы эманационной дифференциации проявлены слабо. Явления гибрийдизма довольно интенсивны. Процессы К-метасоматоза проявлены слабо. Исходный состав: лейкогранит.	Процессы щелочно-эманационной дифференциации проявлены интенсивно, особенно кали-метасоматоз и альбитизация очень характерны. Исходный состав - гранит.
Металлогенетическая роль	Незначительная. Ранняя серия - ортогитионосные пегматиты, кварц-молибденит-шеелитовые, медные, золото-висмут-теллуриды. Поздняя серия - м-ий проявлена золото-теллуриды (Меградзор) и полиметаллической минерализацией (Ахавнадзор).	Значительная. Ранняя серия имеет незначительное развитие - кварц-кальцит-молибденитовая минерализация. Поздняя серия - средних масштабов медно-молибденовые (Анкаван) и золото-висмут-теллуриды проявлены.	Значительная. Ранняя серия проявлений представлена небольшими медными, медно-шеелитовыми проявлениями. Поздняя серия - крупные медно-молибденовые (Агарак) золото-полиметаллические (Тей, Личквас) и др.	Очень значительная. Ранняя серия представлена небольшими медно-молибденовыми, молибденовыми (с шеелитом), медными. Поздняя серия - крупнейшими Каджаранским, Дастакертским медно-молибденовыми, и полиметаллическими месторождениями.

Повторные генетические ряды интрузивных и рудных формаций Памбакского и Мегри-Сисианского рудных районов

Этапы минерализации	Формации метасоматитов	Гипабиссальная верхнеэоцен-нижеолигоценовая гранит-адамеллитовая субформация		Субвулканическая позднеолигоцен-нижемиоценовая гранит-гранодиоритовая формация	
		Металлогенетическая специализация: Cu, Mo, Pb, Zn, W, Ag, Au, Th, TR.		Металлогенетическая специализация: Cu, Mo, W, Pb, Ag, Au, Bi, As, Te, U.	
		Памбакский рудный р-н	Мегринский рудный р-н	Памбакский рудный р-н	Мегринский рудный р-н
Высоко температурные	Скарны	(W, Mo)	(W, Mo)	(W, Mo)	(W, Mo)
	Кали-полевошпаты	Кварц-молибденит-шеелитовая (Гамзачиман)	Молибденит-шеелитовая (Ордубад)	Молибденит-шеелитовая ↓ (Mo, Cu)	Кварц-молибденит-шеелитовая (Давачи)
Средне температурные	Кварц-серицитовые	(Cu, Mo) Кварц-молибденитовая (Цклаки) - меднорудная (Фиолетово)	(Mo, Cu) Медно-молибденитовая (Агарак)	Медно-молибденитовая (Анкаван) ↓ (Pb, Au, Ag, Bi, Te)	(Cu, Mo) Медно-молибденитовая (Каджаран)
		(Pb, Zn, Au, Bi, Te) Золото-висмут-теллуровая (Гамзачиман, Меградзор)	(Pb, Zn, Au, Ag, Bi) Золото-полиметаллическая (Тей, Личкваз)	Золото-висмут-теллуровая (Намазелян и др.) ↓	↓ (Pb, Zn, Ag, Au, Bi) Полиметаллическая (Аткиз)
Низкотемпературные	Березиты	(Pb, As, Sb)			↓
	Аргиллиты	Редкометалльная (Ахавнадзор) ↓			Редкометалльная (Лернадзор)

Сплошной линией указан температурный диапазон формирования сложных медно-молибденитовых формаций.

Пунктирные линии указывают на геохимическую эволюцию генетических рядов рудных формаций.

го возраста и отсутствием разработанной общепринятой схемы развития интрузивного магматизма. Хотя, на наш взгляд, эти доводы и не столь убедительны, во-первых, потому, что крупные рудоконтролирующие структуры (типа Анкаванской и Дебаклинской) являются долгоживущими (заложеными, по-видимому, еще в мезозое) и контролировали и интрузивные, и рудные комплексы в значительно длительный период времени; во-вторых, в разновозрастных, но однотипных медно-молибденовых формациях установлены значительные геохимические различия, касающиеся их редкометальности (Re, Se, Te, Bi, Au, U).

Проведенные автором минералого-геохимические исследования интрузивных серий Меграинского и Памбакского рудного районов Армянской ССР позволили установить основные закономерности развития орогенного магматизма Памбак-Зангезурской металлогенической зоны Армении. Эти исследования позволили установить наличие в зоне металлогенической повторяемости, выражающейся в генетических связях, с одной стороны, между разновозрастными разнотипными рудными формациями в пределах верхнеэоцен-нижнеолигоценового и олигоцен-миоценового комплексов, с другой - между разновозрастными однотипными рудными формациями, образующими "повторные генетические ряды" (по М. А. Фаворской и др., 1969). Наличие таких повторных генетических рядов рудных и магматических формаций установлено во многих рудных районах Забайкалья (Томсон, Константинов, 1965), Приморья (Фаворская, Томсон и др., 1969).

Остановимся на сущности выделенных повторных генетических рядов и причинах, обуславливающих их появление (табл. 54).

Для рассматриваемых рудных районов устанавливается устойчивость сменяющихся во времени типов минерализации как в связи с формированием гипабиссальных гранитоидов верхнеэоцен-нижнеолигоценового комплекса, так и субвулканического позднеолигоцен-нижнемиоценового комплекса. Так, полевошпат (кварц)-молибденит-шеелитовая высокотемпературная формация сменяется среднетемпературной серицит-халькопирит-молибденитовой и далее средне-низкотемпературной золото-полиметаллической (или золото-висмут-теллуровой) и, наконец, низкотемпературной карбонатно-редкометальной формации. Интерес представляет наличие близкого генетического ряда рудной минерализации в связи с приповерхностным экструзивным комплексом Айоцзорского рудного района: серицит-молибденитовая, сурьмяно-мышьяковая и далее редкометальная. Возраст этого комплекса ранее считался верхнеолигоценовым (24-29 млн. лет - Остроумова, 1967; Полевая, 1963), а в настоящее время - верхнемиоцен-плиоценовым (12-15 млн. лет - Багдасарян, 1968).

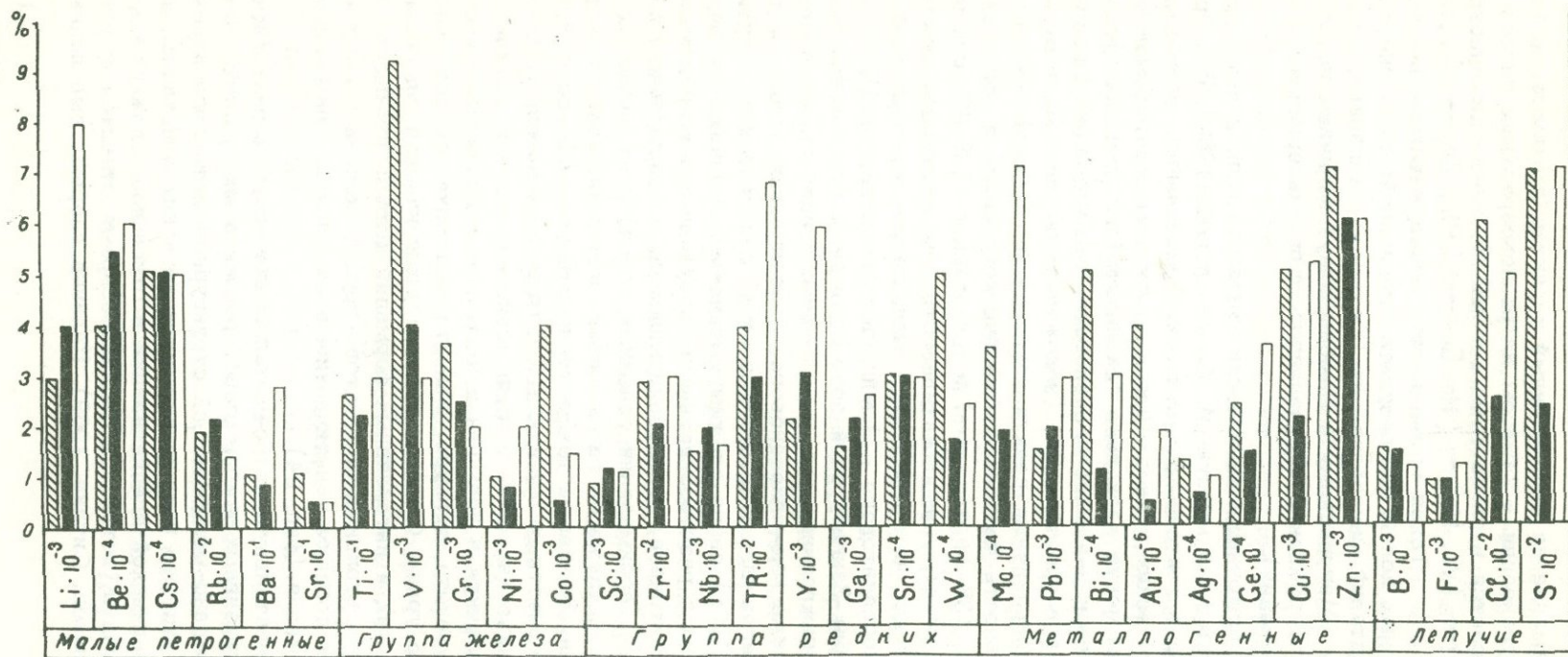
С другой стороны, как показали исследования И. Г. Магакьяна (1948), С. А. Мовсисяна (1938), Г. О. Пиджяна (1959), К. А. Карамьяна и А. С. Фарамазяна (1960) и др., формирование медно-молибденовых месторождений, в частности, Каджаранского, имеет многостадийный (10-12), пульсационный характер в широком температурном диапазоне от высоко- до низкотемпературных с последовательным выносом металлов из очага: Mo - Cu, Pb - Zn, Au - Bi - Te.

Если обратить внимание на направленный характер геохимической эволюции типов минерализации в каждом из разновозрастных генетических рядов, то бросается в глаза тождественность в геохимической изменчивости: $(Fe) \rightarrow (W, Mo) \rightarrow (Mo, Cu) \rightarrow (Pb, Zn) \rightarrow Au, Ag, B; Te) \rightarrow U$. Такая изменчивость обнаруживается в пределах отдельных рудных полей как результат горизонтальной зональности и обособления стадий минерализации (Каджаран, Анкаван), в целом по рудному району (Мегринскому и Памбакскому) наличием простых фрагментарных месторождений определенного типа минерализации (элементарных формаций).

Возникновение повторных генетических рядов рудных и интрузивных формаций связано, по мнению М. А. Фаворской (1969), с прерывистостью импульсов тектоно-магматической активизации в пределах отдельных магматических циклов. Причем импульсы тектоно-магматической активизации могут несколько "скользить" во времени (формирование как верхнеэоцен-нижнеолигоценового, так и позднеолигоценового комплексов) и в пространстве (наложение магматизма и рудной минерализации в пограничных неактивизированных блоках). Различным является и длительность тектоно-магматического цикла в пределах Мегри-Сисианского (38-23 млн. лет) и Памбакского (38-30 млн. лет) рудных районов. Причем, продолжительность верхнеолигоцен-нижнемиоценового комплекса не превышала 1 млн. лет, а многофазного габро-монзонит-граносиенитового - 3 млн. лет (Гукасян, 1965).

Наличие в Памбак-Зангезурской зоне повторных рудно-магматических (верхнеэоцен-нижнеолигоценового, позднеолигоцен-нижнемиоценового, возможно также мио-плиоценового) генетических рядов, подтверждают тесные парагенетические, по существу, генетические (Арутюнян, Меликсетян, 1968) связи сложных медно-молибденового - редкометальных формаций с разновозрастными интрузивными комплексами порфириовидных гранитоидов, характеризующимися одновременно повышенной основностью (ассимиляция основных пород) и щелочностью, особенно калиевой, а также обогащенностью летучими, водой и рудными компонентами. Элементы тождественности геохимической специализации разновозрастных рудоносных интрузивных комплексов проявляются в геохимических особенностях, связанных с ними рудных формаций, выражающихся в повышении их редкометальности, в частности, вольфрама, золота, теллура, висмута, мышьяка, селена, рения, германия, особенно урана. Одновременно в геохимической специализации как рудных, так и интрузивных формаций хотя и повышена роль типичных "базальтоидных элементов" (группы железа и платины), однако от ранних к поздним генетическим рядам для нее намечаются тенденции понижения (фиг. 24).

Заканчивая сравнительную петро-металлогеническую характеристику рудоносных интрузивных комплексов порфириовидных гранитов Памбак-Зангезурской медно-молибденовой структурно-металлогенической зоны, мы должны еще раз подчеркнуть наличие в них отчетливой комплексной металлогенической специализации в отношении сложной медно-молибденовой формации, которая в последнее время ставится под сомнение (Демин, Поляков, Ситнин, 1969). Наличие впервые выделенных



Фиг. 24. Сравнительная геохимическая диаграмма порфиридных гранитоидов центральной и южной Армении.

1. Порфиридные граниты Амзачиманского массива (заштрихованы).
2. Кларк для кислых пород по А. П. Виноградову (1962) (зачерчены).
3. Порфиридные гранит-гранодиориты Вохчинского массива.

И. Г. Магакьяном (1952) специфически молибденоносных гипабиссальных умеренно-кислых гранитоидов подтверждается геохимическими исследованиями как по Мегринскому, так и Памбакскому комплексам.

З а к л ю ч е н и е

Проведенные комплексные геолого-петрографические и минералогическо-геохимические исследования интрузий порфировидных гранитоидов центральной Армении позволяют выделить два самостоятельных интрузивных комплекса порфировидных гранитоидов: верхнеэоцен-нижнеолигоценый (Амзачиманский, Ахавнадзорский, Цахкашенский интрузивы), являющийся завершающей фазой щелочно-субщелочного комплекса Памбака, и позднеолигоценый самостоятельный субвулканический гранитовый комплекс (Анкаван).

Устанавливается высокая магмогенерирующая роль Анкаванского глубинного разлома, который вместе с сопряженными поперечными "сквозными" структурами антикавказского направления пробит самостоятельный Памбакский очаговый мегаблок на локальные блоки типа ступенчатых горстов, отличающихся особенностями интрузивного магматизма и минерогении. Кроме того, относительно Анкаванского глубинного разлома проявлена отчетливая тектоно-магматическая зональность, выражающаяся в направлении от центрального Базумского поднятия к зоне разлома омоложением возраста и повышением щелочности интрузивных комплексов.

Касаясь механизма внедрения интрузивов порфировидных гранитоидов, доказывается тесная связь с поздними разломами, возникающими по периферии Памбакского комплекса центрального типа. По этим структурам происходит "вползание кашеобразного водонасыщенного гранитного расплава (кристаллы + ксенолиты) в условиях направленных сжимающих усилий.

Петрографическое изучение различных фаций (эндоконтактов, сателлитов и жильных пород) показывает неоднородное строение массива с вариацией составов в ряду кварцевый сиенит-гранит-адамеллит с повышенной калиевой щелочностью.

На примере изучения микроструктур и химического и минералогического состава выделенных трех структурно-минеральных групп, которые отражают последовательные этапы кристаллизации гибридизированного гранитного расплава.

С петрохимической точки зрения порфировидные гранитоиды отличаются повышенной щелочностью и основностью, пониженной железистостью и повышенной известковистостью.

Полигенетичность, изменчивость состава, неупорядоченность структуры и зональность главных породообразующих минералов указывают на субвулканические условия формирования (1-2 км) в условиях перепадов градиентов давления и температуры и режима щелочности.

В геохимическом и аксессуарно-минеральном аспектах порфировидные гранитоиды характеризуются комплексной специализацией, отражающих геохимические особенности очагов гранитного магмообразо-

вания и базальтоидных тенденций, присущих Памбакскому щелочному комплексу в целом.

Достаточно четко устанавливается потенциальная редкометальная рудоносность порфиroidных гранитоидов, которые наряду со структурно-генетическими и акцессорно-минеральными особенностями их указывают на тесные генетические связи медно-молибденового, золото-висмут-теллурического оруденения со специализированными и повторяющимися во времени интрузиями порфиroidных гранитоидов.

Таким образом, установленные термодинамические условия формирования, особенности химического состава, геохимические и петрогенетические особенности порфиroidных гранитоидов позволяют выделить два формационных типа: гипабиссальный гранит-адамеллитовый завершающей фазы щелочного комплекса и самостоятельный субвулканический гранит-гранодиоритовый. Оба комплекса характеризуются отчетливой металлогенической повторяемостью, разобщенностью во времени (на 5-6 млн. лет) и в пространстве, что позволяет считать их производными разновременных эпизодически действующих магматических очагов, связанных с различными этапами тектоно-магматической активизации зоны Анкаванского глубинного разлома.

Детальное рассмотрение различных петрогенетических процессов, участвующих в формировании окончательного облика порфиroidных гранитоидов привело к выводу о значительной роли процессов ассимиляции основных пород кровли и фундамента и позднемагматической ортоклазизации гранитов с образованием крупных порфиroidных вкрапленников. Ранний и поздний щелочной метасоматоз (микроклинизация и альбитизация) играли незначительную роль в петрогенезисе.

Сравнительный анализ рудоносных интрузий порфиroidных гранитоидов Памбакского и Мегри-Сисианского рудных районов подтвердил ранее высказанные автором представления о металлогенической повторяемости в пределах ранне- и позднеолигоценых интрузивных комплексов и позволил развить идеи о наличии во всей Памбак-Зангезурской зоне повторных генетических рядов рудных и палингенных интрузивных формаций.

На основании детального анализа особенностей магматизма складчатой зоны центральной Армении развиваются новые представления о петрогенезисе гетерогенных габбро-гранитных и щелочно-базальтоидно-гранитоидных плутонических и вулкано-плутонических серий, обязанных процессам взаимодействия и массообмена в пределах гранитно-метаморфического субстрата орогенных сводовых поднятий (Памбак, Айоцдзор, Мегри-Сисиан) высоконагретых базальтоидных расплавов, поднимающихся из верхней мантии в зонах глубинных разломов в связи с глубинными импульсами тектоно-магматической активизации. Интенсивные явления взаимодействия с участием потоков тепла и эманаций благоприятствуют возникновению неглубокозалегающих очагов (6-8 км) генерации анатектических расплавов различного состава с отчетливо выраженными базальтоидными тенденциями геохимической специализации - на ранних этапах нисходящего ряда (габброиды-монцитонитоиды-щелочные нефелиновые сиениты-гранитоиды), на поздних восходящего - гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры,

диорит-порфиры, лампрофиры и габбро-диабазы.

В заключение считаем необходимым подчеркнуть, что развиваемые в настоящей работе петрогенетические представления находят подтверждение в геолого-тектоническом развитии и условиях формирования гранитоидных серий повышенной основности и щелочности и более полно объясняют наблюдающиеся в Памбак-Зангезурской зоне соотношения разновозрастных, но повторяющихся интрузивных комплексов и их геохимической и металлогенической специализации.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с интрузиями. Госгеолтехиздат, 1954.
- Амирян Ш. О. К минералогии и золоторудной минерализации Гамзачиманского месторождения. Зап. Арм., отд. ВМО, вып. 3, 1966.
- Аракелян Р. А. История нижнепалеозойского магматизма Армении. Зап. Арм., отд. ВМО, вып. 1, 1959.
- Аракелян Р. А., Оганесян Ш. С. Структурно-формационное районирование территории Армянской ССР в связи с выяснением перспектив нефтегазоносности. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1969.
- Арутюнян А. Р. Тектоника и история развития Севано-Ширакского синклиория. Автореферат канд. дисс., Ер. ГУ, 1966.
- Арутюнян Л. А., Меликсетян Б. М. К вопросу о характере генетической связи медно-молибденового оруденения с магматизмом в южной части Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1968.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Айпетрат, 1958.
- Афанасьев Г. Д. К проблеме гранита. В сб. "Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород". Изд. АН СССР, 1963.
- Багдасарян Г. П. Петрогенетические особенности порфиroidных сиенито-гранитов Амзачиманской интрузии Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, сер. естеств. и техн. наук, 1955.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. О возрасте палеозойских интрузий Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, сер. геол., № 4, 1961.
- Багдасарян Г. П., Меликсетян Б. М. Генетические особенности щелочных пород Армянской ССР. Известия АН СССР, сер. геол. № 11, 1966.
- Багдасарян Г. П. Интрузивные породы Базумо-Памбакской области. В кн. "Геология Армянской ССР", т. III. "Интрузивные породы", Изд. АН Арм. ССР, 1966.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Карамян К. А., Сагателян Э. А. Абсолютный возраст некоторых рудных формаций Армении. Тр. XIII сессии. "Абс. датирование тектоно-магмат. циклов и этапов оруденения". Изд. "Наука", 1966.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Карамян К. А. О возрасте

- рудных формаций Армянской ССР. Известия АН СССР, сер. геол. № 8, 1968.
- Барт Т. Ф. Измерения палеотемператур гранитных пород. Изд. АН СССР, 1962.
- Беус А. А. Бериллий. Изд. АН СССР, 1954.
- Борисенко Л. Ф., Шербина Закономерности распределения скандий и ванадия в изверженных горных породах и слагающих минералах. Сб. "Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса". Изд. АН СССР, 1959.
- Борисенок Л. А. Распределение галлия в горных породах СССР. Геохимия, № 1, 1959.
- Боуэн Н. Л., Таттл О. Ы. Система альбит-ортоклаз-вода. Сб. "Полевые шпаты", ИЛ, 1952.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах пород изверженных пород. Геохимия, № 7, 1962.
- Волчанская И. К., Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Саркисян О. М., Фаворская М. А. Блочное строение северо-западной Армении и особенности размещения магматизма и рудных проявлений. Советская геология, № 8, 1971.
- Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Карапетян К. И., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Арм. ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1-2, 1968
- Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1964.
- Геворкян Р. Г. Роль рубидия при формировании базальтоидных серий пород Центральной Армении. Промышленность Армении, № 2, 1968.
- Геворкян Р. Г. Геохимические особенности и петрогенезис щелочных пород Центральной Армении. Автореф. канд. дисс., ГЕОХИ, М., 1968.
- Гендлер В. Е. О классификации гранитоидов. Советская геология, № 51, 1956.
- Гинзбург И. В., Ефремова С. В. и др. Количественно-минеральный состав гранитоидов и его значение для вопросов петрологии и номенклатуры. Советская геология, № 3, 1962.
- Гукасян Р. Х., Меликсетян Б. М. Об абсолютном возрасте и закономерностях формирования Мегринского плутона. Известия АН Арм. ССР, № 4-5, 1965.
- Дегенхард Х. О геохимическом распределении циркония в литосфере. Сб. "Геохимия редких элементов". Изд. ИЛ, 1959.
- Демин Г. А. и др. Об особенностях химизма адамеллитовой интрузии Мегринского плутона. Сб. "Вопросы магматической геологии", Изд. "Наука", 1969.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 2, 3, 4. Изд. "Мир", 1966.
- Дмитриев Л. В., Котина Р. П. и др. О характере эволюции магматической системы в поле градиентов интенсивных параметров. Геохимия, № 4, 1965.

- Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л. О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла (Армянская ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1967.
- Джрбашян Р. Т., Елисеева О. П., Мнацаканян А. Х., Остроумова А. С., Фаворская М. А. Связь мелового и палеогенового вулканизма с типами развития геосинклинальных прогибов. Изд. "Наука", 1968.
- Епремян П. Л. Главнейшие рудоконтролирующие структуры Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1-2, 1968.
- Епремян П. Л. Некоторые геолого-тектонические особенности зоны сочленения Анкаванского антиклинория Памбакского синклинория. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1964.
- Жариков В. А. Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение. Сб. "Проблемы петрологии и генетической минералогии". Изд. "Наука", 1969.
- Жариков В. А. Термодинамическая характеристика необратимых природных процессов. Геохимия, № 10, 1965.
- Знаменский Е. Б. О распределении в гранитоидах титана. Геохимия, № 2, 1957.
- Иванова Г. Ф., Бутузова Е. Г. Особенности распределения вольфрама, олова и молибдена в гранитах Восточного Забайкалья. Геохимия, № 6, 1968.
- Изох Е. П. Происхождение и металлогеническая специализация щелочноземельных серий интрузий (на примере Дальнего Востока). Геология и геофизика, № 8, 1962.
- Кадик А. А., Хитаров Н. И. Возможные пределы некоторых видов массообмена с магмами. Геохимия, № 9, 1966.
- Карапетян А. И. К вопросу об альпийской металлогении Памбакского рудного района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1-2, 1967.
- Карапетян А. И., Атабекян М. Х. О возрасте и генезисе оруденения Меградзорского золоторудного месторождения Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1969.
- Кеннеди Дж. О роли воды в магме. В кн. "Земная кора", ИЛ, 1968
- Коржинский Д. С. Физико-химические основы парагенезиса минералов. Изд. АН СССР, 1957.
- Котляр В. Н. Памбак. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
- Котов Н. В. Петрология гранитоидных интрузий западной части Зеравшанского хребта. Изд. ЛГУ, 1965.
- Коптев-Дворников В. С. и др. Палеозойские интрузивные комплексы Бетпадалы. т. 1, П, Изд. АН СССР, 1960.
- Коптев-Дворников В. С. Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород. Матер. IУ Всесоюзн. петрографич. совещ. Изд. АН Аз. ССР, 1969.
- Кропоткин П. Н. Современные геофизические данные строения Земли и проблема происхождения базальтовой и гранитной магмы. Известия АН СССР, сер.геол., № 1, 1953.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. "Недра", 1964.

- Куплетский Б. М. Количественно-минералогический состав гранитоидов. Сб. "Вопросы минералогии и петрографии", т. 1, Изд. АН СССР, 1953.
- Куроода П., Санделл Э. Геохимия молибдена. Сб. "Геохимия редких элементов", ИЛ, 1959.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблема генезиса магматических пород и путей к ее решению. Избр. тр., т. 1, Изд. АН СССР, 1949.
- Липова И. М., Шевалеевский И. Д. Тузова Л. М. О соотношении Zr/Nf в гранитоидах. Геохимия, № 2, 1957.
- Любофеев В. Н., Балицкий В. С. Об ортите Гилутского гранитоидного массива. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 5, 1961.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы, т. 1 и II, Изд. "Наука", 1968.
- Ляхович В. В., Радионов Д. А. К методике изучения акцессорных минералов в изверженных породах. Тр. ИМГР Э, вып. 6, 1964.
- Магакьян И. Г. Закономерности размещения оруденения на территории Армянской ССР. В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", т. УШ, 1967.
- Магакьян И. Г. Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. Зап. ВМО, ч. 96, вып. 5, 1967.
- Мадатян Э. М. К вопросу о структурных особенностях размещения золоторудных месторождений Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1969.
- Марфунин А. С. Полевые шпаты, фазовые взаимоотношения, оптические свойства и геологическое распределение. Изд. АН СССР, 1962.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. ИЛ, 1963.
- Меликсетян Б. М., Геворкян Р. Г. К вопросу о возрастных взаимоотношениях щелочных и гранитоидных интрузий Памбака. ДАН Арм. ССР, № 3, 1963.
- Меликсетян Б. М. Закономерности распределения акцессорных минералов в гранитоидах Мегринского плутона. Сб. "Акцессорные минералы изверженных пород". Изд. "Наука", 1968.
- Меликсетян Б. М., Абовян С. Б., Казарян Г. А. Интрузивные комплексы Армянской ССР и их положение в структурно-формационных зонах. Сб. "Магматизм; метаморфизм, метасоматизм". Изд. ЦК КП Груз. ССР, 1969.
- Меликсетян Б. М. К геохимии молибдена, вольфрама и олова в щелочных породах Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 4, 1969.
- Меликсетян Б. М. Минералогия, геохимия и петрологические особенности Тежсарского щелочного комплекса. В кн. "Интрузивные комплексы главнейших рудных районов Арм. ССР". Изд. АН Арм. ССР, 1971.
- Меликсетян Б. М. Петрографические и геохимические особенности специализированных молибденоносных интрузивных комплексов Мегринского плутона (Арм. ССР). В сб. "Металлогеническая специализация магматических комплексов". Изд. "Недра", 1964.

- Мкртчян К. А. Некоторые особенности геосинклинального вулканизма на примере Севанской тектонической зоны Малого Кавказа. Известия АН СССР, сер. геол., № 2, 1962.
- Мкртчян С. С. Медно-молибденовая формация Армении. МГК XXI сессия. Докл. сов. геологов, "Прикладная геохимия", 1960.
- Мовсесян С. А. К вопросу об основных закономерностях размещения рудных месторождений Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1969.
- Мовсесян С. А. Промышленные типы медно-молибденовых и золоторудных месторождений Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1969.
- Мурадян К. А. Новые данные по геологии и металлогении Памбакского рудного района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1-2, 1967.
- Ноккольдс С. Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. ИЛ, 1958.
- Павленко А. С., Геворкян Р. Г., Филиппов Л. В. К вопросу о соотношении щелочно-земельных и щелочных базальтоидных серий. Проблемы геохимии. Изд. "Наука", 1965.
- Павленко А. С. Поведение порообразующих и некоторых редких элементов в процессе формирования щелочных пород. Сб. "Химия земной коры", т. 1, 1963.
- Паффенгольц К. Н. Геология Армении (на арм. языке). Изд. АН Арм. ССР, 1946.
- Фон Платен Г. Экспериментальное исследование анатексиса и генезис мигматитов. Сб. "Природа метаморфизма", Изд. "Мир", 1967.
- Перчук Л. А., Павленко А. С. Влияние температуры на распределение некоторых изоморфных компонентов между сосуществующими минералами щелочных пород. Геохимия, № 9, 1967.
- Петров В. П. Современное состояние представлений о магме и проблеме гранита. Известия АН СССР, сер. геол., № 3, 1964.
- Санделл Э. Содержание таллия в изверженных породах. В кн. "Редкие элементы в изверженных породах". ИЛ, 1952.
- Саркисян О. А. Палеоген Севано-Ширакского синклинория. Изд. Ер. ГУ, 1966.
- Семенов Е. И., Баринский Р. Л. Особенности состава редких земель в минералах. Геохимия, № 4, 1958.
- Соболев В. С. Значение железистости феррических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов и роговых обманок и ромбических пироксенов. Мин. сб. Львов. геол. об-ва, № 4, 1950.
- Соболев В. С. Современные петрологические теории и гипотезы в области образования магматических пород. Зап. ВМО, вып. 2, т. 86, 1957.
- Студеникова З. В., Шлинкина М., Павленко А. И. К вопросу о распределении MnO в интрузивных породах. Геохимия, № 2, 1957.
- Судовиков Н. Г. Проблемы рапакиви и позднеорогенных интрузий. Изд. "Наука", 1967.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР 1962.

- Турекьян К. К., Калп Дж. Геохимия стронция. Сб. "Геохимия редких элементов". ИЛ, 1959.
- Устиев Е. К. Проблемы вулканизма-плутонизма. Вулкано-плутонические формации. Известия АН СССР, сер. геол., № 12, 1963.
- Фарамазян А. С. Об абсолютном возрасте медно-молибденового оруденения Зангезура. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1974.
- Фаворская М. А., Томсон И. Н., Иванов Р. Г. и др. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. Изд. "Недра", 1969.
- Хорстман Э. Л. Распределение лития и цезия в изверженных породах. Сб. "Геохимия редких элементов". ИЛ, 1959.
- Чибухчян З. О. Некоторые итоги определения абсолютного возраста интрузивных комплексов дисперсионным методом (на примере интрузий Центральной складчатой зоны Армении). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 6, 1966.
- Шаталов Е. Т., Коптев-Дворников В. С., Фаворская М. А. Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов. Изд. "Недра", 1965.
- Шипулин Ф. К. О энергии интрузивных процессов. Сб. "Проблемы петрологии и генетической минералогии", Изд. "Наука", 1969.
- Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Титаномагнетиты изверженных пород Урала и связанных с ними титаномагнетитовых месторождений. Сб. "Магматизм, метаморфизм и металлогения Урала". Изд. УДАН СССР, 1963.
- Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. Изд. "Недра", 1969.
- Barth T.F. Studies in gneiss and granite. Sur.Norcke Videns Akad. i Oslo, N I, 1956.**
- Green J. Geochemical tabll of the elements for 1953. Geol. Soc. Amer. bull., 64, 1953.**
- Fudali R.F. Experimental Studies Bearing on the Origin of Pseudoleucite and Associated problems of Alkalix Rock Systems. Bull. geol. soc. Amer., vol. I4, N 9, 1963.**
- Heinrich E.W. Studies in the mica group, the biotite-phlogopite siries. Amer. J.Sci, N I2, 1946.**
- Hockolds S.R. Average Chemical compositions of some igneous rocks. Bull. Geol. Soc. Amer., 66, 1954.**
- Holmes A. The origin of igneous rock. Geol. Mag., N 822.**
- Jeffry P.G. The geochemistry of W, with specical reference to the rocks of the Uganda protectorate G.CA.I6, 1959.**
- Nockolds S.R. The production of normal rock types by contamination and their bearing on petrogenesis. Geol. Man., LXXI, 1934.**
- Tyrrell G.W. Distribution of igneous rocks in space and time. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 66, N 4, 1955.**

- Tuttle O.F., Keith M.L. The granite problems: evidence from the quartz and feldspar of a Tertiary granite. Geol. Mag. 91, 1954.
- Tuttle O.F., Bowen H.L. Origin of granite in the light of experimental Studies in the system Na Al Si₃O₈ - K AlSi₃O₈ - SiO₂ - H₂O. Geol. Soc. Amer., m. 74, 1960.
- Wager L.R., Mitchell R.L. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma. Geochim et cosmochim acta, N 2, 1951.
- Wegmann C.E. Geological investigation in southern Greenland. Medd Gronland, N 2, 1938.
- Williams H. Calderas and they origin. Univ. Calif. Publ. Dep. of Geol. Sci., v. N 6, 1941.
- Winkler H., H. von Platen. Experimentell Gestlinsmetamorphose. Geoch. et cosm. acta, vol 24, 1961.

ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В В Е Д Е Н И Е

Алавердский рудный район, расположенный в ССВ части Армянской ССР, является одним из древнейших меднорудных областей нашей страны. Здесь находятся Шамлугское и Алавердское медноколчеданные и Ахталъское барито-полиметаллическое месторождение. К настоящему времени накопилась обширная информация по различным аспектам геологического строения, магматизма и рудоносности этой области, суммированная в монографии "Геология Армянской ССР".

Из наиболее ранних исследований, в которых впервые даны сравнительно детальные петрографические описания пород различных массивов, следует отметить работы В. Г. Грушевого (1930, 1941).

Наиболее полные сведения по различным вопросам интрузивного магматизма района приведены в работах С. И. Баласаняна (1956, 1961, 1963) и Г. А. Казаряна (1959, 1966, 1971). Отмеченными авторами было проведено расчленение массивов на отдельные комплексы, изучены их петрографические особенности, рассмотрены вопросы петрогенезиса и рудоносности. Однако, основные петрогенетические и металлогенические выводы указанных авторов во многом базировались на результатах исследований, которые не носили специального характера, а в части геохимии основывались на результатах полуквантитативных спектральных анализов.

В предлагаемой работе главное внимание уделено более углубленному количественному изучению вещественного состава интрузивных комплексов, что в итоге позволило по-новому подойти к решению вопросов их петрогенезиса и рудоносности. Полученные автором данные позволили с иных позиций подойти к решению вопроса генезиса колчеданного руденения и характера его связи с магматизмом.

Глава 1

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА

Тектоника

Малый Кавказ (Антикавказ) является частью Альпийского (Средиземноморского) геосинклинального пояса и входит в состав его внутренних частей. Вопросы тектонического строения Антикавказа освещены в трудах многих исследователей, некоторыми из которых были предложены соответствующие схемы его тектонического расчленения (Ренгартен, 1941; Паффенгольц, 1946; Леонтьев, 1949; Варданянц, 1955; Асланян, 1958; Габриелян, 1959, 1966).

Алавердский рудный район входит в область раннеальпийской (киммерийской) складчатости – Сомхето–Кафанская зона (Габриелян, 1959, 1966), характеризующейся наличием мощных вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений юры и мела, и в значительно меньшей степени – среднего эоцена. Отмеченные образования, согласно А. А. Габриеляну, слагают два структурных яруса – нижеальпийский ($J_1 - K_1$) и среднеальпийский ($K_{1al} - P_2$), каждый из которых, в свою очередь, подразделяется на два подъяруса – нижний и верхний соответственно $J_1 - J_2$, $J_3 - K_1$ и $K_{al} - K_2$, $P_1 - P_2$. Отмеченные ярусы отличаются друг от друга планом дислокаций, отделяются друг от друга отчетливым несогласием и поверхностью трансгрессии. Вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования, слагающие отмеченные ярусы, а также секущие их интрузивы, как ранее нами было отмечено (Джрбашян и др., 1967; Габриелян и др., 1968 и др), формируются в различные стадии собственно геосинклинального подэтапа развития Антикавказа.

Область раннеальпийской складчатости расчленяется на два поднятия – Сомхето–Карабахский мегантиклинорий и Кафанский антиклинорий.

В составе Сомхето–Карабахского мегантиклинория выделяется ряд антиклинальных структур (Алавердский, Шамшадинский и др.), разделенных друг от друга соответствующими синклинориями (Лалварский, Иджеванский и др.). Алавердский антиклинорий, в свою очередь, состоит из ряда антиклиналей – Дебедская, Чочканская, Геокдагская и др. Последние, как правило, имеют субширотное простирание и во вза-

имном своем расположении придают области кулисообразное строение.

Складчатые структуры в значительной степени осложнены наличием широко развитых в районе разрывных нарушений, изучение которых сравнительно детально проведено в пределах Алавердского, Шамлугского и Ахталского месторождений.

Некоторые особенности глубинного строения

На территории Армянской ССР, согласно Э. Б. Аджимабудову (1957), Л. К. Татевосян (1961) и др., выделяются три крупные гравитационные зоны, совпадающие в первом приближении с известными геотектоническими зонами.

Алавердский рудный район входит в зону северо-восточного относительного максимума, совпадающего с областью раннеальпийской складчатости. В целом, согласно Л. К. Татевосян, общий фон гравитационного поля зоны северо-восточного максимума вырисовывается в виде крупной моноклинали северо-западного простирания, ограниченной с юга гравитационной ступенью, являющейся границей с зоной центрального минимума. На общем фоне относительного максимума выделяются отдельные, более локальные минимумы и максимумы, отражающие антиклинорные и синклинорные структуры региона. Зона северо-восточного относительного максимума характеризуется сравнительно меньшей мощностью земной коры — 45–50 км и небольшой мощностью гранитно-метаморфического слоя — 10–15 км (Татевосян, 1961; Габриелян, Татевосян, 1966; Балавадзе и др., 1966).

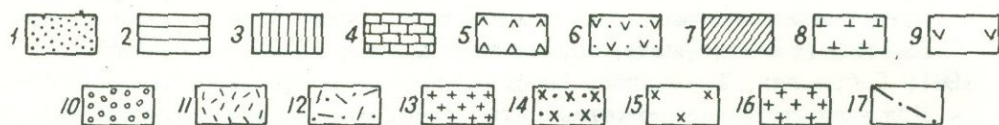
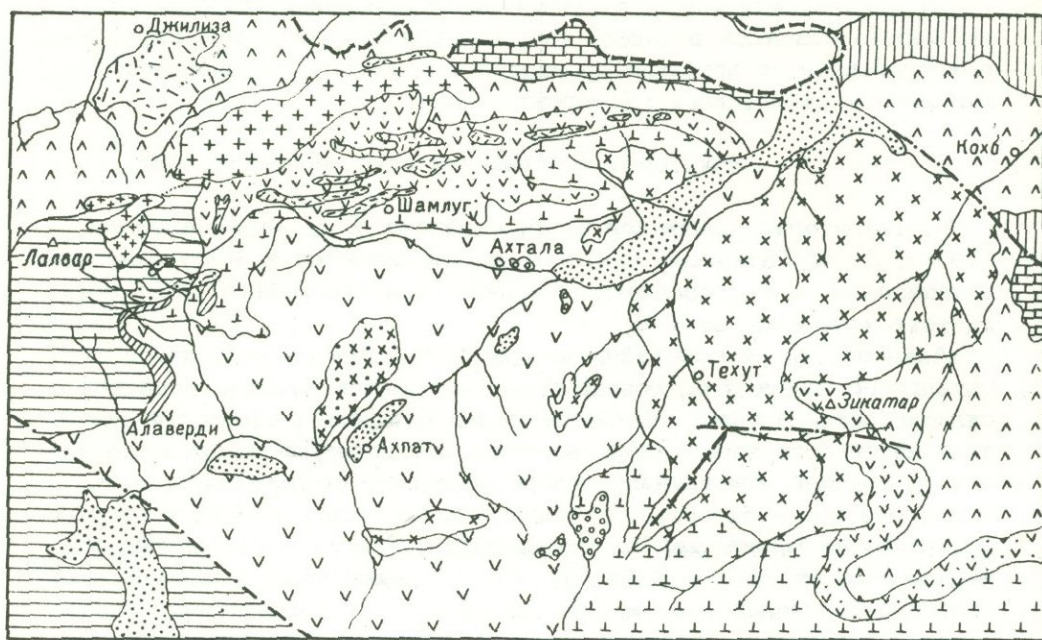
Для сопоставления отметим, что зона центрального гравитационного минимума, в которую входит Центральная складчатая зона Армении, характеризуется сравнительно большей мощностью гранитного слоя — 20–25 км (Балавадзе и др., 1966). При этом зона центрального минимума характеризуется проявлением гранитного магматизма, в то время как зона северо-восточного относительного максимума является ареной широкого развития продуктов базальтоидного магматизма.

Стратиграфия

В Алавердском рудном районе наиболее широким развитием пользуются образования юры, прорванные разновозрастными субвулканическими и интрузивными породами (фиг. 1).

Несмотря на наличие специальных работ, посвященных стратиграфическому расчленению юрских отложений этого района (Асланян, 1949; Азарян, 1963), до настоящего времени нет единой общепринятой схемы, что в определенной степени обусловлено сложностью геологического строения рассматриваемой территории. Для юрских образований района за основу принята стратиграфическая схема Н. Р. Азаряна, в которую введены ряд уточнений, касающихся, в частности, возраста дебедской, кошабердской, лалварской свит.

Наиболее древними образованиями, обнажающимися в крайне северо-западной части Сомхето-Карабахской зоны, являются метаморфические породы докембрия — нижнего палеозоя, слагающие ядро Локс-



Фиг. 1. Схематическая геолого-петрографическая карта Алавердского рудного района. Составил Р. Л. Мелконян с использованием данных А. Т. Асланяна, Г. А. Казаряна.

Условные обозначения

1. Долеритовые базальты, андезито-базальты; в. плиоцен.
2. Базальты, андезито-базальты, андезиты, их туфы, туфолавы; ср. эоцен.
3. Витрокластические туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники; в. турон - н. коньяк.
4. Пелитоморфные известняки и мергели с прослоями туфов; сеноман.
5. Андезито-базальты, андезиты, их туфобрекчии с прослоями песчаников и известняков; оксфорд.
6. Туфопесчаники, известковистые песчаники, песчано-глинистые сланцы; келловей.
7. Аркозовые песчаники с растительным детритом; бат.
8. Агломераты, андезиты, липарито-дациты, песчаники с прослоями туфогенных пород; н. - в. байос.
9. Базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, их туфы и туфобрекчии; н. байос. Субвулканические образования.
10. Кварцевые дацитовые-порфиры; ср. юра.
11. Липаритовые-порфиры; в. юра.
12. Липаритовые-порфиры; ср. эоцен.
13. Липарито-дациты; ср. эоцен. Интрузивные образования.
14. Плагииграниты (Ахпатский массив); ср. юра.
15. Тоналиты, кварцевые диориты (Кохбский массив); н. мел.
16. Гранодиориты, кварцевые диориты, диориты (Банушский массив); ср.эоцен.
17. Разломы и флексуры.

кого массива. Метаморфическая свита трансгрессивно перекрывается мощными терригенными отложениями лейаса – нижнего аалена.

В пределах исследованной территории стратиграфический разрез представлен отложениями средней (нижний и верхний байос, бат) и верхней (келловей, оксфорд) юры, верхнего мела, среднего эоцена и верхнего плиоцена.

Нижний байос. Наиболее древними образованиями являются вулканогенные образования дебедской свиты – зеленокаменно-измененные базальты и андезиты, а также туфы, широко развитые в пределах Ахтальского месторождения. Видимая мощность свиты около 400 м. Отсутствие послойных разрезов вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований юры Алавердского рудного района не позволяет уверенно судить о преобладании тех или иных разновидностей в составе отдельных свит. Большинство исследователей подчеркивает преобладающий андезитовый состав пород свиты.

Однако, согласно полученным данным, заметным развитием пользуются и эпидотизированные, хлоритизированные пироксен-плагиоклазовые базальты, слагающие низы разреза и характеризующиеся (обр. 794) следующим химическим составом (%): SiO_2 – 50,4, TiO_2 – 0,5, Al_2O_3 – 14,28; Fe_2O_3 – 4,27, FeO – 7,17, MnO – следы, MgO – 8,32, CaO – 10,5, Na_2O – 3,5, K_2O – 0,87, H_2O – 0,09, п.п.п. – 0,73.

На дебедской свите залегают породы кошабердской свиты, в составе которой преобладающее значение имеют пирокластические образования, представленные туфобрекчиями и туфами андезитов; менее развиты лавобрекчии андезитов, а также лавы андезитового, андезито-дацитового и дацитового составов. Верхи кошабердской свиты сложены трансгрессивно залегающей (Асланян, 1949 и др.) толщей кислых эффузивов и пирокластов, представленных измененными липарито-дацитами ("кератофиры"), которые являются основными рудовмещающими породами Шамлугского медноколчеданного месторождения. Мощность свиты непостоянная и согласно П. Ф. Сопко изменяется от 400–450 м до 100 м.

Породы дебедской и кошабердской свит секутся многочисленными телами субвулканической фации, представленными андезитами, дацитами, кварцевыми дацитами, липарито-дацитами.

Положение и характер залегания кварцевых дацитовых порфиров ("кварцевые плагиопорфиры"), обнажающихся, в основном, в пределах Ахтальского месторождения, являются дискуссионными. Существуют представления об их эффузивном, субвулканическом и внутриформационном характере.

Возраст всех вышеотмеченных пород датируется различными исследователями от лейаса до верхнего байоса. Как ранее уже указывалось (Мелконян, 1966), возраст дебедской и кошабердской свит нами датируется нижним байосом. При этом мы исходим из: а) отсутствия вулканогенных образований в отложениях лейаса в Сомхето-Кафанской зоне, которые представлены в осадочной и терригенной фациях (Леонтьев и Хайн; Кахадзе; Гасанов; Зесашвили и др.) б) трансгрессивного налегания вулканогенных образований на фаунистически

охарактеризованные отложения лейаса-аалена на периферии Локского массива и - верхнего тоара-нижнего аалена в Кедабекском районе (Габуния и Гамкрелидзе; Зесашвили, Гасанов и др.); в) трансгрессивного перекрытия, с угловым несогласием образований дебедской и кошабердской свит фаунистически датированными отложениями верхнего байоса (Асланян, Сопко, Г. Казарян и др.).

Верхний байос. Отложения верхнего байоса - алавердская свита, представлены туфогенными и известковистыми песчаниками, известняками. Н. Р. Азарян заметно увеличивает объем этой свиты (алаверди-шамлугская), включая в нее толщу кислых эффузивов и их пирокластолитов, что увеличивает мощность свиты до 400 м.

Бат. Алавердская свита перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями шахтахтской свиты, являющейся согласно Н. Р. Азаряну (1963), непосредственным продолжением разреза верхнего байоса и формирующегося, вместе с последним, в течение единого цикла осадконакопления. Батские образования представлены андезитами, дацитами, их туфами, а также песчаниками, с остатками флоры (Асланян, 1949). Мощность свиты, согласно Н. Р. Азаряну, 150 м.

В связи с предверхнеюрскими, регионально проявленными, орогеническими движениями, происходит воздымание региона, сопровождающееся внедрением плагиогранитов и габброидов (Ахпатский, Тавушский, Хндзорутский, Атабек-Славянский и др. массивы).

Келловей. Фаунистически охарактеризованные отложения келловей залегают на подстилающих их различных свитах среднеюрского возраста трансгрессивно и с угловым несогласием (Асланян, 1949; Сопко, 1961; Азарян, 1963 и др.). Они представлены туфопесчаниками, глинистыми песчаниками и глинистыми сланцами. Мощность свиты 150-180 м.

Оксфорд. Вулканы оксфорда пользуются незначительным развитием и присутствуют в СЗ экзоконтактной полосе Кохбского массива.

Верхнеюрские образования отчетливо секутся широко развитыми субвулканическими телами альбитизированных липаритовых порфиров ("альбитофиров").

В конце верхней юры - нижнем мелу, вслед за региональным геоантиклинальным воздыманием и складчатостью, происходит внедрение интрузий тоналитов-кварцевых диоритов (Кохбский, Мехманинский, Кедабекский и др. массивы).

Мел. Отложения мелового возраста на исследованной территории пользуются незначительным распространением и представлены туфопесчаниками, известняками, туфами, туффитами. Ранее они считались сеноманскими, однако в настоящее время в результате новых находок фауны они передатированы в верхнеконьякские (В. Т. Акопян, Г. А. Туманян).

Эоцен. Эоценовые отложения распространены лишь в районах, примыкающих к области среднеальпийской складчатости, в частности, в районе г. Лалвар.

Основание эоценовых образований сложено отложениями лалвар-

ской свиты, относимой предыдущими исследователями, исходя из региональных сопоставлений, к оксфорду. Учитывая геологические, петрографические и петрохимические данные, а также их абсолютный возраст (45 ± 5 млн. лет, среднее из 16 определений), вулканы лалварской свиты нами передатированы в эоценовые (Багдасарян, Мелконян, 1968₁, 1968₂).

Лалварская свита согласно перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями лютетского яруса с конгломератами в основании. Над ними залегают туфы и туфобрекчии андезитового и андезито-дацитового составов, туфопесчаники, андезиты и андезито-базальты. В связи с предверхнеэоценовыми тектоническими движениями, интенсивно проявленными в областях среднеальпийской складчатости и активизировавшимися, в определенной степени консолидированную пограничную область Сомхето-Карабахской зоны, происходит внедрение габбро-гранодиоритовых интрузий (Банушский, Лалварский массивы).

Верхний плиоцен. Образования этого возраста представлены продуктами трещинных излияний базальтовых лав.

История геологического развития Сомхето-Карабахского мегантиклинория

Как известно, в истории геотектонического развития Антикавказа выделяется три крупных этапа - байкальский-каледонский (?) ($P_6 - C_1$), варисский ($D - T$) и альпийский ($J_1 - Q$), при этом байкальский-каледонский этап характеризовался ультрагеосинклинальным, варисский-субплатформенным и альпийский - геосинклинальным режимом развития.

С варисского этапа, согласно А. А. Gabrielyan (1959, 1961 и др.) территория Антикавказа расчленяется на две резко отличные по истории развития геотектонические зоны. Первая из них - Приараксинский прогиб миеосинклинального типа характеризуется широким развитием морских отложений ($D - T$). Вторая зона - Закавказское геоантиклинальное поднятие, охватывающее северную и северо-восточную части Антикавказа, отделяла Приараксинский прогиб от геосинклинальной зоны Большого Кавказа и характеризовалась почти полным отсутствием отложений среднего и верхнего палеозоя.

Альпийский этап ($J_1 - Q$) знаменует геосинклинальную фазу развития Антикавказа и подразделяется на два крупных подэтапа - собственно геосинклинальный ($J_1 - P_2$) и орогенный ($P_2^3 - Q$).

Начало собственно геосинклинального подэтапа развития - раннеальпийская стадия по А. А. Gabrielyan или раннегеосинклинальная по Е. Е. Милановскому, характеризуется раскалыванием доальпийского субстрата, возникновением разломов глубокого заложения и выделением двух структурно-формационных зон - Сомхето-Кафанской геосинклинальной и Армянской геоантиклинальной, отличающихся историей геологического развития, типами слагающих их магматических формаций, особенностями металлогении.

Согласно А. А. Gabrielyan, граница между Армянской геоантиклинальной и Сомхето-Кафанской геосинклинальными зонами проходит

вдоль Анкаван-Сюникского глубинного разлома, по юго-западному побережью оз. Севан. При таком проведении границы следует, что территория, расположенная севернее, была ареной проявления юрского вулканизма, как это и показано на палеогеологических и палеотектонических схемах (Габриелян, 1959; Азарян, 1963; Саркисян, 1971). Для правильного решения этого вопроса большое значение имеет датировка вулканогенно-осадочной толщи северо-западного побережья оз. Севан трансгрессивно, с угловым несогласием залегающей на метаморфических образованиях палеозоя (Паффенгольц, 1934; Асланян, 1958 и др.). Согласно В. П. Ренгартену (1959) и А. Т. Асланяну (1958) их возраст на основании родового определения радиолярий ограничивается интервалом верхняя юра - нижний мел. По Л. С. Медикяну (1966), породы этой свиты слагают самостоятельный досеноманский структурный ярус и предположительно имеют верхнеюрско-туронский (?) возраст. Имеющиеся в настоящее время данные позволяют более обосновано датировать эту толщу как турон-коньякскую (Шихалибейли, 1966; Арутюнян, 1967), исходя из того, что она подстилается фаунистически охарактеризованными сеноманскими образованиями и перекрывается фаунистически датированной свитой коньяк-сантона. Эти данные свидетельствуют об отсутствии на северо-восточном побережье оз. Севан всего юрского вулканогенно-осадочного комплекса. Естественно, что такие резкие отличия в стратиграфическом разрезе непосредственно примыкающих друг к другу областей можно объяснить лишь наличием между ними, начиная по крайней мере с нижней юры, регионального глубинного разлома. Поэтому, как нам представляется, граница между Сомхето-Кафанской юрской геосинклинальной и Армянской геоантиклинальной зонами проходит вдоль зоны глубинного разлома, трассируемого офиолитовым поясом. Такое решение вопроса тем более обосновано, что и в пределах Армянской геоантиклинальной зоны метаморфические образования докембрия-палеозоя также трансгрессивно, с угловым несогласием перекрываются образованиями верхнего мела.

Раннеальпийская стадия ($J_1 - K_1$) развития Сомхето-Кафанской геосинклинали начинается в лейасе прогибанием зоны и накоплением терригенных песчано-глинистых отложений небольшой мощности, обнажающихся в пределах Локского и Храмского массива, а также - Шамшадинского антиклинория. Несмотря на кратковременное воздымание области в верхнем аалене, которое сопровождается частичным размывом отложений лейаса, в байосе общая тенденция прогибания сохраняется и достигает своего максимума в пределах всей Сомхето-Кафанской геосинклинали. Интенсивное прогибание этой зоны сопровождается мощным проявлением вулканизма базальтового и андезитового состава при сравнительно меньшем развитии пирокластических продуктов; при этом отдельные участки единой зоны характеризуются различиями как в интенсивности прогибания, так и в продуктах излияния. Так, в пределах Алавердского и Кафанского антиклинориев вулканы нижнебайосского возраста характеризуются отсутствием спилитов (Сопко, 1949; Малхасян, 1962 и др.) и преобладанием разностей андезитового состава, которые слагают основную

часть среднеюрской андезитовой формации (Мелконян, 1966; Джрбашян и др., 1967). В то же время среди вулканогенных образований нижнебайосского возраста Мровдагского и Шамхорского антиклинориев значительную часть слагают диабазы и в меньшей степени — спилиты, которые входят в состав среднеюрской спилит-кератофировой формации по Э. Ш. Шихалибейли (1966), или кератофир-спилит-диабазовой по Р. Н. Абдуллаеву и др. (1969). С другой стороны, в пределах единого геосинклинального прогиба мощность нижнебайосских образований в Алавердском антиклинории достигает 1,3 км, в Мровдагском антиклинории — 2,5 км, а в Шамхорском антиклинории не превышает 1,5 км. Разумеется, такие отличия в мощностях не случайны, а являются следствием различного положения доальпийского фундамента под отдельными структурами (блоками), что в свою очередь обусловлено его раздробленностью поперечными нарушениями, которые играли большую роль в истории геолого-тектонического развития рассматриваемого региона (Шихалибейли, 1966).

В конце нижнего байоса, вследствие дифференцированных вертикальных движений, возникают участки поднятий, к которым были приурочены проявления кислого вулканизма липарито-дацитового состава, отдельные центры извержений которых, в пределах Алавердского антиклинория, особенно хорошо намечаются в районе Шамлугского месторождения.

Верхнебайосская история развития Алавердского антиклинория фиксируется накоплением туфогенных и известковистых песчаников, которые сменяются вулканогенными образованиями андезитового, андезито-дацитового и дацитового составов батского возраста.

Характер верхнебайосских и батских отложений, представленных базальтовыми, андезитовыми, андезито-дацитовыми, реже дацитовыми лавами, развитие грубообломочных вулканических брекчий и пирокластолитов, широкое распространение песчаников, чередующихся с вулканогенными образованиями, резкая фациальная изменчивость по простиранию отдельных отложений и, наконец, наличие краснокаменной фации изменения свидетельствуют о смене подводного вулканизма субаэральным, в условиях воздымания над уровнем моря цепи вулканических островов. Этот переход отчетливо фиксируется также по смене сравнительно глубоководной фауны в низах разреза (тонкостворчатые пелециподы, аммониты) более мелководной фауной (двустворчатые моллюски с толстыми раковинами) и, наконец, появлением остатков наземной флоры в верхах разреза (Асланян, 1949, 1958; Азарян, 1963). Именно этим объясняется и ограниченность распространения батских отложений, к тому же нередко представленных регрессивными угленосными фациями.

Начавшееся в верхнем байосе воздымание юрской геосинклинали достигает своего максимума в бате, в связи с регионально проявленной по всей зоне предкелловейской фазой складчатости (Джанелидзе, Леонтьев, Кахадзе, Асланян, Азарян). В это же время возникают ячейки современных кулисообразно расположенных антиклинальных сооружений (Габриелян) и происходит внедрение плагиогранитных интрузий — Ахпатский, Хндзорутский, Тавушский, Атабек-Славянский, Гиланбирский.

Вулканогенно-осадочные и осадочные отложения ниже-среднеюрского (среднеюрского в Алавердском рудном районе) тектоно-магматического этапа (Мелконян, 1966, 1967), как и среднеюрские плагиогранитовые интрузивы, слагают нижний подъярус нижнеальпийского структурного яруса. В этой связи необходимо отметить, что, учитывая, с одной стороны, формирование верхнебайосских и батских отложений в течение единого цикла осадконакопления и, с другой — наличие регионально выраженного перерыва между среднеюрскими и верхнеюрскими образованиями, границу между юрскими эффузивными комплексами в Алавердском рудном районе необходимо проводить между средней и верхней юрой, но никак не между верхнебайосскими и батскими отложениями, объединяя последние вместе с верхнеюрскими образованиями (Г. Казарян, 1971; Малхасян, 1962, 1970).

Верхнеюрский-неокомский тектоно-магматический этап в пределах Алавердского антиклинория начинается новой трансгрессией с образованием сравнительно мощной толщи осадочных отложений (аркозовые песчаники, туфопесчаники, глинистые сланцы и др.), залегающих трансгрессивно, с угловым несогласием на среднеюрских образованиях. Проявления вулканизма в начале этапа (келловей) крайне незначительны и представлены маломощными потоками андезитов. Продолжающееся в начале оксфорда прогибание сменяется воздыманием области, которое сопровождается широким развитием вулканических процессов. Начало вулканической деятельности характеризуется подводными излияниями (наличие линз нормально-осадочных отложений) базальтовых и андезитовых лав, которые сменяются формирующимися в субаэральных условиях вулканитами, среди которых преобладают пирокластические образования.

Послеоксфордская-домеловая история Алавердского антиклинория не поддается расшифровке ввиду отсутствия более молодых отложений.

В конце верхней юры происходит геоантиклинальное воздымание северо-западной части прогиба (Алавердский антиклинорий), сопровождающееся возникновением разноориентированных разломов и внедрением многочисленных субвулканических липаритовых-порфиров, которые завершают верхнеюрский вулканизм.

В пределах юго-восточной части Сомхето-Кафанского прогиба (Кафанский антиклинорий) погружение начинается не в келловее, как в ее северо-западной части, а в лузитан-кимеридже, и продолжается непрерывно и в неокоме, сопровождаясь формированием вулканогенно-обломочной свиты среднего валанжина, зоогенных известняков верхнего валанжина-баррема и терригенно-вулканогенной свиты апта (Акопян, 1962). Внедрение субвулканических липаритовых-порфиров также приурочено к периоду геоантиклинального воздымания, которое здесь, в отличие от северо-западной части прогиба, отвечает не концу верхней юры, а концу нижнего мела.

В целом вулканогенные и субвулканические образования раннеальпийской стадии развития являются производными толеитовой магмы и слагают базальт-андезит-липаритовый ряд формаций.

В конце верхнеюрской-неокомской тектоно-магматической стадии, характеризующейся общим геоантиклинальным воздыманием Сомхето-

Кафанского юрского геосинклинального прогиба, происходит внедрение, как правило, в ядра геосинклинальных сооружений, многочисленных, обычно многофазных, интрузий кварцевых диоритов-тоналитов (Кохбский, Дашкесанский, Кедабекский, Мехманинский и др. массивы). В зависимости от времени геосинклинального воздымания и складчатости их возраст варьирует от верхней юры-нижнего мела в северо-западной и центральной частях зоны (Кохбский, Кедабекский, Мехманинский и др. массивы) до конца нижнего мела - в юго-восточной части прогиба (Цавский массив).

Верхнеюрские-нижнемеловые образования Сомхето-Кафанской эвгеосинклинали, которые трансгрессивно, с угловым несогласием залегают на различных отложениях средней юры, слагают верхний подъярус нижнеальпийского структурного яруса.

Таким образом, наиболее устойчивое и интенсивное прогибание Сомхето-Кафанской юрской геосинклинали фиксируется в течение лишь нижнего байоса, в то время как с верхнего байоса, в пределах почти всей геосинклинали, отчетливо проявлена тенденция воздымания. В этом отношении Сомхето-Кафанская юрская геосинклиналь отличается от типичных эвгеосинклиналей.

Альб-верхнемеловая история Антикавказа характеризуется своеобразием как тектонических условий, так и продуктов магматизма, что позволило нам впервые выделить ее в самостоятельную среднегеосинклинальную (Джрбашян и др., 1967) или среднеальпийскую (Габриелян и др., 1968) стадию развития.

С альба единая Сомхето-Кафанская геосинклинальная зона расчленяется Ширако-Севано-Акеринским (Севано-Карабахским по Э. Ш. Шихалибейли) прогибом на две обособленные структурные единицы - Сомхето-Карабахский (Сомхето-Агдамский по Э. Ш. Шихалибейли) и Кафанский антиклинорий (Габриелян, 1959).

Начало альб-верхнемеловой (среднегеосинклинальной) стадии характеризуется общим погружением Антикавказа, сопровождающимся формированием терригенно-глауконитовой формации альб-сеномана (Габриелян, 1959). Прикуринская зона и связанные с ней системы поперечных прогибов в течение коньяка-сантона явились ареной интенсивных вулканических процессов. Детальное изучение вулканизма этого времени, проведенное А. Х. Мнацакяном (1963), позволило расчленить его на два основных периода - верхний коньяк - нижне-сантонский и верхнесантонский и выявить его островной характер.

В кампане-маастрихте происходит стабилизация тектонического режима, сопровождающаяся максимальной трансгрессией в пределах всего Антикавказа и формированием карбонатных отложений. В конце маастрихта происходит почти повсеместное воздымание области, сопровождающееся внедрением небольших интрузивов, секущих верхнемеловые отложения (Туманян, 1966).

Позднегеосинклинальная, или позднеальпийская стадия ($P_1 - P_2$) развития в пределах Сомхето-Карабахской зоны фиксируется лишь в ее северо-западной части (Лалварский синклиорий), в участках сочленения ее с Центральной складчатой зоной Армении, в пределах которой она проявлена с наибольшей полнотой. В этом аспекте Лал-

варский синклиниорий может рассматриваться как пограничный активизированный блок.

Начало позднегеосинклиальной стадии фиксируется образованием в субэвральных условиях, вулканогенных и пирокластических образований, характеризующихся в отдельных случаях повышенной калиевой щелочностью (Багдасарян, Мелконян, 1968₂). К периоду воздымания области приурочено и формирование субвулканических липаритовых порфиров, характеризующихся, в отличие от аналогичных образований верхнеюрского возраста, как правило, повышенным содержанием окиси калия. Новая трансгрессия в среднеэоценовое время сопровождается образованием конгломератов и туфопесчаников, которые трансгрессивно, но без азимутального углового несогласия перекрывают ниже лежащие отложения. Прогибание области сопровождается вулканизмом эксплозивного характера, которое затем сменяется излияниями андезитовых лав.

В связи с предверхнеэоценовой орофазой, впервые отмеченной на территории Армянской ССР О. А. Саркисяном в пределах Ширако-Севано-Акеринского прогиба, происходит воздымание области и складчатость, с которыми сопряжено во времени внедрение многофазного Банушского и Лалварского массивов (Мелконян, 1967).

Начиная с верхнего эоцена, Антикавказ вступает в качественно новый — орогенный подэтап развития, характеризующийся замыканием ранее заложенных впадин, формированием межгорных и краевых прогибов, сводово-глыбовым воздыманием региона, накоплением продуктов орогенных формаций, в частности, молассовой, проявлением субсеквентного и финального магматизма и, наконец, формированием современного рельефа. Орогенный подэтап подразделяется (Милановский, 1966; Габриелян и др., 1968) на две стадии — раннеорогенную ($P_2^3 - N_1^2$) и позднеорогенную (N_1 мэотис — Q). В течение раннеорогенной стадии рассматриваемая территория испытывает медленное сводовое воздымание, сопровождаясь размывом ранее сформированных образований. Осадочные и магматические формации, характерные для раннеорогенной стадии, здесь отсутствуют. Лишь в позднеорогенную стадию, в верхнеплиоценовое время (Асланян, 1958; и др.) происходят трещинные излияния "долеритовых базальтов", нивелирующих расчлененный рельеф области.

Глава II

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Прежде чем перейти к геологии отдельных интрузивных комплексов, вкратце рассмотрим содержание некоторых петрографических понятий, использованных в дальнейшем изложении.

Под интрузивным комплексом мы, вслед за В. С. Коптев-Дворниковым и другими, понимаем совокупность магматических образований, возникших в ходе развития единого интрузивного процесса в определенных геолого-тектонических условиях.

В составе интрузивных комплексов выделяются различные фазы, являющиеся отдельными порциями внедрения магмы. Здесь же рассматриваются жильные образования, являющиеся обычно близкими по составу остаточными отщеплениями отдельных фаз. В понимании О. С. Полквой и других, они соответствуют дайкам I этапа. Более поздние дайки различного состава ("дайки II этапа"), широко развитые в районе, в настоящей работе не рассматриваются. По нашему мнению, некоторые из них, в частности, диабазы (габбро-диабазы), диориты составляют группу самостоятельных малых интрузий в понимании Ф. К. Шипулина.

Следует отметить, что при описании интрузивов Алавердского рудного района обычно употребляется (Г. Казарян, 1971; Баласанян, 1963 и др.) терминология, предложенная В. С. Коптев-Дворниковым (1952) впервые для гранитоидных комплексов Ц. Казахстана. По нашему мнению, применение этой схемы, справедливой для гранитоидных комплексов орогенного этапа, в нашем случае, как и вообще для интрузивных комплексов геосинклинального этапа, характеризующихся нередко присутствием ранних фаз основного состава, является не совсем правомерным.

Некоторые особенности интрузивного магматизма Сомхето-Карабахского мегантиклинория

Интрузивы Сомхето-Карабахского мегантиклинория расчленяются различными исследователями на три разновозрастных интрузивных комплекса - среднеюрский (Ахпатский, Хндзорутский, Тавушский,

Атабек-Славянский, Гиланбирский массивы), верхнеюрский-нижнемеловой (Кохбский, Дашкесанский, Кедабекский, Мехманинский, Кабахтапинский и др. массивы) и среднеэоценовый (Банушский, Лалварский массивы). В пределах Алавердского рудного района представлены все три интрузивных комплекса - среднеюрский (Ахпатский массив), верхнеюрский-нижнемеловой (Кохбский, Цахкашатский массивы), и среднеэоценовый (Банушский, Лалварский массивы).

Становление среднеюрского интрузивного комплекса во времени сопряжено с предкелловейской фазой складчатости и воздыманием (частная инверсия) Сомхето-Кафанской юрской геосинклинали. Большинство интрузивов - Хндзорутский, Тавушский, Атабек-Славянский, Гиланбирский приурочены к Шамшадинскому (Шамхорскому) антиклинорию и лишь один - Ахпатский, размещен в пределах Алавердского антиклинория. Величина массивов варьирует в широких пределах - от 6 км² (Ахпатский интрузив) до 70 км² (Атабек-Славянский интрузив). Характерной особенностью вышеотмеченных массивов является их резко преобладающий плагиогранитный состав; более основные разновидности - кварцевые диориты, реже - диориты слагают эндоконтактные фации массивов и в общем объеме играют крайне незначительную роль. В Тавушском массиве выделяется (Г. Казарян, Баласанян, Чибухчян, 1966) несколько фаз внедрения - 1) плагиограниты; 2) плагиогранит-порфиры; 3) граниты. В Ахпатском массиве фиксируются две фазы внедрения: 1) габброиды; 2) плагиограниты. Резко преобладающая часть массива сложена плагиогранитами, габброиды же слагают изолированные в пространстве два небольших (0,5 км² и 1,5 км²) выхода. Жильно-магматические образования среднеюрского интрузивного комплекса представлены незначительно развитыми маломощными дайками аплитов и плагиоаплитов. Более поздние дайки представлены габбро-диабазами двух генераций, плагиоклазовыми и диабазовыми порфиритами, кварцевыми диорит-порфиритами, микрогранит-порфирами (Азизбеков, 1947; Г. Казарян, 1971).

Характерной особенностью среднеюрского интрузивного комплекса является отчетливо проявленный кислый состав преобладающей части пород и нередко пониженная, резко выраженная их натриевая щелочность. Другой немаловажной особенностью является тесная пространственно-временная сопряженность плагиогранитов с вмещающими вулканитами и образованиями субвулканической фации при практически одинаковом их вещественном составе. Наиболее отчетливо это проявляется в пределах Шамшадинского антиклинория. Вышеотмеченные породы различных фаций слагают единый среднеюрский эффузивно-интрузивный (вулcano-плутонический) комплекс.

В формационном отношении вулканические, субвулканические и интрузивные образования можно выделить в генетически связанную среднеюрскую плагиолипарит-плагиогранитную вулcano-плутоническую формацию.

Верхнеюрский-неокомский интрузивный комплекс представлен Кохбским, Дашкесанским, Кедабекским, Мехманинским, Учтапа-Кызылкаинским, Цавским и др. массивами. В пределах Алавердского рудного района расположен Кохбский массив и несколько изолирован-

ный от него в пространстве – Цахкашатский массив. Исходя из однотипности составов главнейших типов пород, а также их пространственной сближенности, многие исследователи справедливо считают, что Цахкашатский и Кохбский массивы представляют собой отдельные выходы единого тела.

Внедрение вышеотмеченных интрузивов во времени сопряжено с верхнеюрской–нижнемеловой складчатостью, инверсией Сомхето–Кафанской юрской геосинклинали и превращением ее в область геантиклинального поднятия.

Ввиду неодновременного воздымания региона становление указанных массивов несколько растянуто во времени – от верхней юры–неокома (Кохбский, Кедабекский, Мехманинский, Учтапа–Кызылкаинский и др. массивы) до посленеоком – до верхнемелового времени (Цавский массив). Отмеченные интрузивы внедрены, как правило, в ядра антиклинальных сооружений.

Верхнеюрский–неокомский интрузивный комплекс представлен многофазными массивами, состав отдельных фаз которых варьирует в зависимости от конкретной геолого–тектонической обстановки. В Кохбском массиве выделяются три фазы внедрения: I – тоналиты, кварцевые диориты; II – лейкократовые граниты; III – трондjemиты и плагиоклазиты. В Дашкесанском массиве I фаза представлена габброидами, II фаза – гранодиоритами и адамеллитами, III – лейкократовыми граносиенитами, аплитовидными гранитами (Кашкай и др., 1958).

В отмеченных массивах широко проявлены процессы ассимиляции и гибридизма, сопровождающиеся появлением в эндоконтактах, как правило, более основных типов пород. В целом в составе верхнеюрского–нижнемелового интрузивного комплекса резко преобладают разности кварцево–диоритового–тоналитового составов.

По своему химизму отмеченные массивы характеризуются несколько пониженной, натриевой щелочностью ($Na_2O > K_2O$), лишь в лейкократовых гранитах поздних фаз при увеличении общей щелочности изменяется и соотношение щелочей ($Na_2O \leq K_2O$).

Сравнительно широко представлены жильно–магматические породы – аплиты, пегматиты, жильные граниты. Позже формируются, пользующиеся большим распространением, дайки диабазов, диорит–порфиритов, плагиоклазовых – порфиритов и др.

Согласно существующим представлениям наиболее широко развитые дайки диабазов связываются или с интрузивными (Грушевой, Вартапетян и др.), или с эффузивными (Малхасян и др.) образованиями. Г. А. Казарян (1971) рассматривает их в составе разновозрастных эффузивных и интрузивных комплексов. С. И. Баласанян (1956) дайки основного состава считает продуктами иного источника, нежели очаги интрузивных образований, поскольку, по его мнению, исходная магма интрузивов имела аляскитовый состав. По нашему мнению (Мелконян, 1971) дайки диабазов, диоритов, и др., которые секут Кохбский массив, можно выделить как формацию самостоятельных малых интрузий, становление которых было приурочено к периоду консолидации подвижного пояса и происходило в условиях его возросшей жесткости (Мелконян, Плошко, 1973).

В пределах Дашкесанского массива дайки основного состава (диабазы, габбро-диабазы, плагиоклаз-пироксеновые порфириды и др.) М. А. Кашкаем и др. (1958) рассматриваются как образования 1У фазы внедрения. Ф. К. Шипулин (1968) считает их типичными самостоятельными малыми интрузиями.

Верхнеюрско-нижнемеловые интрузивы - Кохбский, Дашкесанский, Мехманинский, Кедабекский, Учтапа-Кызылкаинский, Цавский и др. в целом обычно относятся к выделенному Ю. А. Кузнецовым (1964) габбро-диорит-гранодиоритовому формационному типу. В то же время следует учесть, что диориты в рассматриваемых массивах развиты весьма незначительно и слагают, как правило, эндоконтактовые фации более кислых фаз внедрения. С другой стороны, основную площадь рассматриваемых массивов слагают породы не гранодиоритового, а сравнительно более основного - кварц-диоритового - тоналитового составов. Наконец, поздние фазы внедрения как в Кохбском, так и в Дашкесанском, Учтапа-Кызылкаинском и др. массивах сложены лейкократовыми гранитами. Исходя из вышеизложенного более целесообразным представляется выделение верхнеюрско-нижнемеловой габбро-тоналит-гранитной формации. Отмеченная ассоциация пород наблюдается и в других разновозрастных интрузивных массивах, рассмотренных Ю. А. Кузнецовым (1964) в составе габбро-диорит-гранодиоритовой формации, в частности - Парамуширском, Базилькульско-Жарлыккольском, Северо-Александровском и др. Повторяемость отмеченной ассоциации пород в пространстве и во времени позволяет рассматривать ее как самостоятельный формационный тип.

Среднеэоценовый (предверхнеэоценовый) интрузивный комплекс (Банушский, Лалварский массивы) в Сомхето-Карабахской тектонической зоне представлен лишь в пределах Алавердского рудного района. Именно здесь, в области сочленения Центральной складчатой зоны Армении с северо-западной частью Сомхето-Кафанской юрской геосинклинали, консолидированной к концу верхней юры, последняя, в среднем эоцене, испытывает активизацию, в результате которой в ее пределах формируются однотипные с соседней зоной магматические, в частности, интрузивные комплексы. В отличие от верхнеюрских-нижнемеловых интрузивных комплексов, внедренных, как правило, в ядра геоантиклинальных сооружений, среднеэоценовые интрузивы, в частности, Банушский массив, приурочен к зоне долгоживущего Лалвар-Шамлуг-Чочканского близширотного (ВСВ) нарушения. Полоса этого разлома шириной более шести километров фиксируется Лалвар-Банушским массивом, а также многочисленными телами субвулканических альбитизированных липаритовых-порфиров ("альбитофиры"), дайками диабазов, диоритов и др. В Банушском массиве фиксируются три фазы внедрения: I - габбро, II - гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, III - лейкократовые граниты. Характерной особенностью предверхнеэоценового интрузивного комплекса является широкое развитие процессов гибридизма. В отличие от верхнеюрско-нижнемелового комплекса, жильно-магматические образования в его составе развиты весьма незначительно.

Предверхнеэоценовый интрузивный комплекс, как и среднеюрский

и верхнеюрский-нижнемеловой, относится к ряду известково-щелочных ассоциаций, однако, в отличие от последних, он характеризуется нормальной щелочностью и менее резко выраженным преобладанием Na_2O над K_2O . Лишь в лейкократовых гранитах поздних фаз соотношение щелочей меняется ($\text{Na}_2\text{O} \leq \text{K}_2\text{O}$).

В формационном отношении Банушский массив относится к габбро-гранодиорит-гранитному типу.

Следует отметить, что некоторые исследователи (Вартапетян, С. Казарян и др.), считают, что все интрузивы Алавердского рудного района - Кохбский, Банушский, Ахпатский, Цахкашатский являются апикальными частями единого тела послесреднеэоценового возраста, именуемого Б. С. Вартапетяном Алавердским плутоном. При этом основными доводами сторонников указанного мнения являются: а) отсутствие случаев пересечения одного массива другим, что позволяет им предполагать их слияние на глубине; б) прорыв на юго-восточном склоне г. Лалвар фаунистически охарактеризованных отложений среднего эоцена Банушским интрузивом; в) прорывание Кохбским интрузивом в ее северо-восточной части верхнемеловых отложений; г) однотипный петрографический состав пород слагающих различные массивы.

Прежде всего заметим, что отсутствие пересечения одним интрузивом другого отнюдь не свидетельствует об их слиянии на глубине, поскольку с неменьшим успехом можно предполагать на глубине пересечение пород одного интрузива породами другого.

Факт прорыва фаунистически охарактеризованных отложений среднего эоцена Лалварским выходом Банушского массива бесспорен, однако, он не является аргументом, позволяющим рассматривать все интрузивы как единое тело. В связи с этим следует подчеркнуть, что согласно результатам геофизических исследований (Сорокин и др.) в Алавердском рудном районе выделяются два типа интрузивов, четко различающихся друг от друга. Первый из них, куда входят Кохбский, Цахкашатский и Ахпатский массивы, представлен телами глубокого заложения. В то время как второй - Банушский, ни в магнитном, ни гравитационном поле не отражается и является телом "дайковой" формы, внедренным в зону разлома. Иными словами, четкие различия в магнитном и гравитационном полях указанных интрузивов не позволяют рассматривать их как единое тело.

Что касается прорыва Кохбским массивом верхнемеловых отложений, то следует отметить, что согласно данным Г. А. Туманяна (устное сообщение), полученным в результате геолого-съемочных работ, выявлено наличие тектонических нарушений вдоль восточного и южного контакта интрузива. В результате, имеются случаи, когда приведены в соприкосновение фаунистически охарактеризованные верхнеюрские и верхнемеловые образования. Поэтому протягивание верхнемеловых отложений к интрузиву без учета наличия тектонических нарушений может привести к существенным ошибкам.

Наконец, довод об однотипном вещественном составе различных массивов также не выдерживает критики. Так Б. С. Вартапетян (1965) считает, что состав всех интрузивов района колеблется в основном

в пределах от кварцевых диоритов до гранитов, причем преобладают различия кварцево-диоритового и гранодиоритового составов. В частности, для Ахпатского массива указывается преобладание гранодиоритов при сравнительно меньшем развитии гранитов и кварцевых диоритов. Прежде всего заметим, что гранодиориты и граниты в составе Ахпатского массива вообще отсутствуют, преобладающая же часть интрузива сложена плагиогранитами. В этом аспекте Ахпатский массив по своему вещественному составу не только не однотипен, но и резко различается как от Кохбского, так и от Банушского массивов. Отметим также, что как показано в специальных разделах работы, рассматриваемые интрузивы четко различаются как по своим петрографическим, так и — минералогическим, петрохимическим и геохимическим особенностям.

В этой связи хотелось бы также указать, что при принятии лишь послесреднеэоценового возраста интрузивов трудно объяснить отсутствие мезозойского интрузивного магматизма при наличии мощных проявлений юрского и мелового вулканизма.

Все вышеизложенное свидетельствует о том, что аргументы приводимые для обоснования наличия в Алавердском рудном районе единого крупного плутона послесреднеэоценового времени не являются убедительными, что не позволяет согласиться с этим мнением.

Геология интрузивных комплексов

Среднеюрский интрузивный комплекс (Ахпатский массив)

Ахпатский плагиогранитный интрузив расположен у одноименного железнодорожного разъезда на левобережье р. Дебед, занимая площадь около 6 км². Небольшой изолированный выход плагиогранитов отмечается в 1,5 км к северо-востоку от юго-восточного контакта массива, на расстоянии 2,5–3 км к юго-западу от ж.-д. станции Ахтала на левом берегу р. Дебед; отдельные выходы, разделенные от основной части массива руслом р. Дебед, отмечаются и на правом его берегу, где они перекрыты верхнеплиоценовыми андезито-базальтами. На расстоянии 0,5–0,6 км от западного контакта плагиогранитов восточнее русла ручья Кацоцк, расположены мелкие выходы (общей площадью 2,0 км²) пород габброидной фазы. Ахпатский интрузив внедрен в ядро Дебедской антиклинали и прорывает наиболее древние (байос) обнажающиеся в районе андезиты и базальты дебедской свиты, а также туфы и туфобрекчии андезитов кошабердской свиты. Верхний возрастной предел формирования массива, ввиду отсутствия перекрывающих его образований, остается неопределенным. Вопрос датировки массива обычно специально не рассматривался. Одни исследователи (Додин, 1935; Грушевой, 1941; Паффенгольц, 1959; Вартапетян, 1965), принимавшие возраст всех интрузивов Алавердского рудного района эоценовым, либо олигоценным, Ахпатский массив вместе с другими относили к третичному возрасту, другие (Асланян, 1958; Хачатурян, 1969; Г. Казарян, 1971; Баласанян, 1963; Азарян, 1963 и др.), исходя из неокомского возраста Кохбского массива, со-

ответственно датировали и Ахпатский интрузив. С. И. Баласанян (1963), основываясь на наличии в Кохбском массиве "сателлитов" плагиогранитов, идентичных, по его мнению, с плагиогранитами Ахпатского массива, считает последний сравнительно более молодым по отношению к Кохбскому массиву. С другой стороны, Г. П. Багдасарян (1966), на основании абсолютного возраста пород Ахпатского массива - 145 ± 4 млн. лет, определенного кали-аргоновым методом, датировал его верхней юрой.

Ввиду отсутствия прямых геологических данных, позволяющих судить о возрасте массива, приходится пользоваться методом сопоставлений с аналогичными интрузивами, расположенными в той же - Сомхето-Карабахской геотектонической зоне. Как известно, в этой зоне плагиогранитные интрузивы известны в пределах Шамшадинского антиклинория (Тавушский, Хндзорутский, Атабек-Славянский, Гиланбирский). Возраст Атабек-Славянского и Гиланбирского массивов М. Д. Гавриловым и Г. И. Керимовым (1955) определен как верхнебайосский-добатский, исходя из прорывания ими верхнебайосских вулканитов и перекрывания Атабекского массива батскими образованиями. Хндзорутский и Тавушский массивы А. Т. Асланяном (1958) датированы как послеверхнебайосские-дотуронские, на основании нахождения их галек в базальных конгломератах турона, причем он отмечал вероятность их формирования в среднеюрское время. Это предположение в дальнейшем было подтверждено исследованиями М. А. Аракеляна и Г. А. Чубаряна, обнаружившими гальки пород плагиогранитных интрузий в базальных конгломератах келловея. Таким образом, имеющиеся геологические данные однозначно указывают на послеверхнебайосский-докелловейский возраст плагиогранитных интрузий, однотипных с Ахпатским массивом. Отмеченное обстоятельство, наряду с другими данными, позволило нам, в отличие от прежних исследователей, датировать массив как среднеюрский (Мелконян, 1965). Значения цифр абсолютного возраста Ахпатского массива (145 ± 5 млн. лет), хотя и дают несколько заниженные значения, обусловленные, по-видимому, весьма низкими содержаниями калия, повышающими степень ошибки, однако, даже в этом случае, с учетом 10% точности метода, они не противоречат их среднеюрскому возрасту. К тому же, новые значения абсолютного возраста для плагиогранитных интрузий Алавердского и Шамшадинского рудных районов 158-164 млн. лет (Багдасарян, 1972) соответствуют их среднеюрскому возрасту. Это обстоятельство позволило Г. П. Багдасаряну присоединиться к мнению о среднеюрском возрасте Ахпатского массива. Что касается "сателлитов" Кохбского массива, которые идентифицировались с плагиогранитами Ахпатского массива (Баласанян, 1963), то они, как и ряд секущих тел типа трондьемитов и плагиоклазитов, представляют собой самостоятельную фазу внедрения в Кохбском массиве и не являются аналогами Ахпатского массива (Мелконян, 1965), Г. А. Казарян (1966, 1971) также считает возраст Ахпатского интрузива среднеюрским, точнее послеверхнебайосским-добатским. При этом доводом для принятия указанного возрастного интервала является аналогия с Атабек-Славянским и Гиланбирским интрузивами, из которых Атабек-

ский, согласно Г. И. Керимову (1955) перекрывается батскими образованиями. Однако, как отметил Р. Н. Абдуллаев (1969), батский возраст перекрывающих вулканитов не обоснован палеонтологическими данными, что с учетом несогласного налегания фаунистически охарактеризованных келловейских отложений на верхнебайосские, позволило указанному автору, совершенно справедливо связывать внедрение Атабёкского и Гиланбирского массивов не с добатской, а с предкелловейской (батской) фазой складчатости. Если к тому же отметить, что формирование байосских и батских отложений в Алавердском рудном районе происходит в течение единого цикла осадконакопления, то наиболее приемлемым нам представляется не добатский, а предкелловейский (батский) возраст Ахпатского массива.

Ахпатский плагиогранитный массив имеет штокообразную форму, несколько вытянутую в северо-восточном направлении с крутыми контактами (70-76°); аналогичную форму имеют и мелкие тела габброидов.

Ахпатский интрузив является двухфазным образованием.

Первая фаза сложена габбро и габбро-диоритами темно-зеленого цвета, мелко-среднезернистого, в эндоконтактных частях порфирированного облика.

Вторая фаза представлена плагиогранитами, слагающими около 90% площади массива, и кварцевыми диоритами. Среди них выделяются средне-, мелкозернистые разновидности, серо-зеленого, розовато-зеленого, розовато-серого цвета. В восточной части массива нередко встречаются миароловые разновидности плагиогранитов; миаролы обычно заполнены эпидотом и кварцем. В эндоконтактных частях массива, в частности, в северной, плагиограниты постепенно сменяются кварцевыми диоритами. Здесь встречается и наибольшее количество ксенолитов, размерами до 1 м. В различных частях интрузива присутствуют интенсивно переработанные их разновидности ("теневые" ксенолиты).

Фаза жильных пород. Жильные образования в Ахпатском массиве развиты крайне незначительно и представлены единичными плагиоаплитовыми прожилками небольшой мощности (2-6 см).

Воздействие массива на вмещающие породы выражается в слабой перекристаллизации туфобрекчий и в образовании роговообманково-плагиоклазовых роговиков.

Нижнемеловой интрузивный комплекс (Кохбский массив)

Кохбский массив расположен в основном в междуречье Дебед-Кохб и занимает площадь около 90 км². Отдельные выходы, обнажающиеся на левобережье р. Дебед, в районе сел. Чочкан, являются непосредственным продолжением массива, отделенным от него потоками верхнеплиоценовых долеритовых базальтов. Изолированный выход аналогичных пород в районе сел. Цахкашат в 5-6 км западнее юго-западного контакта Кохбского массива, известный в литературе как Цахкашатский интрузив, является продолжением Кохбского массива, отделенным от него неэродированными надинтрузивными среднеюрскими вулканитами; в дальнейшем изложении Цахкашатский массив,

как и Чочканский, рассматриваются не как самостоятельные интрузивы, а как составные части Кохбского массива без специального их выделения.

Вопрос датировки Кохбского массива до настоящего времени является дискуссионным. К. Н. Паффенгольд (1934), считая, что массив прорывает сеноманские известняки и идентифицируя его с заведомо третичными интрузивами, прорывающими эоценовые образования, датирует массив как постэоценовый—олигоценый. Позже мнение о третичном возрасте массива было принято В. Г. Грушевым (1941) и Б. С. Вартапетяном (1960, 1965). В настоящее время С. С. Мкртчян и С. В. Казарян также придерживаются мнения о верхнеэоценовом возрасте массива, исходя из передатировки вулканогенно—осадочных и осадочных отложений восточной экзоконтактной полосы массива (Туманян, 1966), весь разрез которых, по их мнению сечется Кохбским массивом (Мкртчян, Казарян, 1969).

Работами А. Т. Асланяна (1946), И. Г. Магакьяна (1947) и др., возраст интрузива был определен как послеоксфордский—досеноманский, точнее неоккомский. Основным доводом для передатировки массива послужило нахождение галек интрузивных и дайковых пород Кохбского массива в сеноманских конгломератах^х. Принадлежность этих галек к Кохбскому массиву, на основании сходства их химизма, петрографического состава и комплекса аксессуарных минералов была показана С. И. Баласаняном (1956, 1961). Проведенное нами петрографо-минералогическое изучение галек включая исследование составов породообразующих минералов (плаггиоклаз, биотит, роговая обманка), также подтверждает их идентичность с аналогичными породами Кохбского массива. Предположение некоторых исследователей о том, что эти гальки могут принадлежать палеозойскому Локскому массиву, не может быть принято, прежде всего потому, что гнейсовидные кварцевые диориты Локского массива являются не интрузивными, а метасоматическими образованиями, сформировавшимися путем магматического замещения древних кристаллических сланцев (Чижелидзе, 1948; Заридзе, Татришвили, 1961; Оликадзе, 1969 и др.). Кроме того, в отличие от кварцевых диоритов из галек и Кохбского массива они несут на себе явные признаки катаклаза, характеризуются спецификой состава породообразующих минералов, наконец, формирование их, по данным М. М. Рубинштейна (1967), увязывается с бретонской фазой складчатости при абсолютном возрасте 330—345 млн. лет, в то время как абсолютный возраст галек кварцевых диоритов 131[±]9 млн. лет (Багдасарян, 1966).

Определенный интерес для датировки массива представляют также результаты литологических исследований, проведенных в Северной Армении М. А. Сатианом (1960), согласно данным которого ассоциация обломочных минералов сеномана^{хх} в районе сел. Кохб весьма

^х В настоящее время их возраст считается верхнеконьякским (Туманян, 1966).

^{хх} В настоящее время их возраст считается верхнеконьякским.

близка к материнским интрузивным породам Кохбского массива. Кроме того исследованиями П. М. Бартияна (1962) была выявлена идентичность комплекса типоморфных акцессорных минералов кварцевых диоритов Кохбского массива и верхнеконьякских известняков, причем не только в качественном отношении, но и по содержанию этих минералов, их составу, габитусу.

Таким образом, как данные М. А. Сатиана, так и П. М. Бартияна, свидетельствуют о том, что уже в верхнеконьякское время интрузив был частично обнажен и подвергался эрозии.

Важное значение для выяснения возраста Кохбского массива имеют результаты кали-аргонового определения абсолютного возраста пород различных фаз и фаций интрузива. Согласно результатам около 50 определений их возраст укладывается в интервале 120–138 млн. лет (Багдасарян, 1966), составляя для пород собственно интрузивной фазы 133 ± 8 млн. лет (среднее из 18 определений). Отметим также, что абсолютный возраст, определенный по биотит-роговообманковым фракциям кварцевых диоритов, по которым, как известно, получают наиболее достоверные результаты, дают 141,5 млн. лет (среднее по 4 определениям). Вышеприведенные значения абсолютной датировки Кохбского массива, согласно шкале абсолютного летосчисления (1964 г.) указывают на верхнеюрский-нижнемеловой возраст интрузива.

Наконец, отметим, что возраст однотипных интрузий – Мехманинской, Кедабекской, Зурнабадской, Кабахтапинской и др. в пределах Сомхето-Карабахской зоны, на территории Азербайджанской ССР, согласно геологическим данным (прорывание средне- и верхнеюрских образований и перекрывание сенонскими отложениями) и результатам радиологических определений (134–151 млн. лет) также датируется верхнеюрско-нижнемеловым (Азизбеков, 1947; Керимов, 1955; Абдуллаев и др., 1966; Шихайлибейли, 1966 и др.). Следует подчеркнуть, что возраст Мехманинского массива К. Н. Паффенгольцем также принимается нижнемеловым (Паффенгольц, 1970) и трудно объяснить почему же однотипные с ним, близко расположенные, другие вышеуказанные массивы являются третичными, тем более, что заведомо третичные интрузивы, в частности, Далидагский, по своим петрографо-минералогическим, петрохимическим и геохимическим особенностям резко отличается от мезозойских (Геология Азербайджана. Петрография, 1952; Мустафаев, 1966 и др.).

Следует отметить, что в последние годы появилось мнение о посленижнеконьякском-доверхнеконьякском возрасте массива (Туманян, 1966). Принятие такого узкого временного интервала, в течение которого происходило формирование, а затем и размыв интрузива, весьма затруднительно, тем более, что между нижне- и верхнеконьякскими образованиями, согласно А. А. Атабекяну и В. Т. Акопяну, азимутальное или угловое несогласие не фиксируется.

Таким образом, вышеприведенные данные свидетельствуют о доверхнеконьякском (нижнемеловом), но никак не эоценовом, возрасте Кохбского массива.

Отметим также, что полученные нами данные по петрографическим, минералогическим, петрохимическим и геохимическим особенностям

Кохбского массива с несомненностью указывают на их четкие отличия от заведомо третичных интрузий (Банушский, Лалварский массивы).

Кохбский интрузив, как и Ахпатский, имеет штокообразную форму, но в отличие от последнего, контакты его с вмещающими породами более пологие (40-50°).

Кохбский массив является полифазным, полифациальным образованием. В его составе выделяются породы четырех фаз.

Первая фаза, слагающая свыше 90% площади массива, представлена, в основном, биотит-роговообманковыми тоналитами, кварцевыми диоритами, очень редко - гранодиоритами. Это обычно серовато-зеленые, средне-, иногда мелкозернистые, либо порфировидные породы. В эндоконтактных частях массива присутствуют габбро-диориты, диориты, пироксен-роговообманковые кварцевые диориты, резко порфировидные кварцевые диориты, а также гранодиориты и граниты. Однако, четкой приуроченности сравнительно кислых разностей к центральным частям массива, а основных - к эндоконтактовым - не наблюдается. Появление гранодиоритов и гранитов в СЗ эндоконтактной части массива (в пределах Чочканского участка) объясняется проявлением процессов эманационной дифференциации, обуславливающих четкое увеличение в них содержания K_2O (до 4% в гранитах), а также - заметно повышенные содержания Rb , Pb и W . Мнение о их происхождении в результате ассимиляции магмой субвулканических альбитизированных липаритовых порфиров, при сравнительно малом рассеивании калия (Г. Казарян, 1971), является трудно приемлемым, поскольку в таком случае вышеотмеченные особенности их состава не находят удовлетворительного объяснения.

В породах 1 фазы, причем не только в эндоконтактных частях, но и в центральных, нередко присутствуют ксенолиты размерами от сантиметра до 1,5-2 м. Степень их переработки различная, в некоторых случаях они угадываются лишь по наличию кучных скоплений цветных минералов.

Вторая фаза представлена лейкократовыми гранитами, которые приурочены к эндоконтактовым частям массива (ССЗ контакт, у сел. Чочкан и ВСВ контакт - в русле и на правом берегу р. Барана). Первый выход представляет собой небольшое (0,2 км²) штокообразное тело, отчетливо прорывающее породы 1 фазы. Конфигурация и размеры второго выхода точно не установлены, ввиду плохой обнаженности.

Лейкократовые граниты представляют собой мелко-среднезернистые породы, почти полностью лишенные цветных минералов. В отдельных случаях встречаются миароловые разности, в которых пустоты заполнены кристалликами кварца и полевого шпата.

Третья фаза, наличие которой установлено нами (Мелконян, 1965), сложена трондземитами, плагиоклазитами и плагиогранитами. В отличие от пород II фазы, они размещены преимущественно в зонах разломов (к ЮВ и ЮЗ от сел. Техут) и обычно представлены линейно-вытянутыми телами неправильной формы, прослеживающимися на расстоянии до 2 км.

Трондземиты и связанные с ними постепенными переходами плагиоклазиты, представлены беловато-серыми, мелко-среднезернистыми

породами равномернoзернистого сложения в центральных и резко порфиридовидного – в эндоконтактных частях. Отдельные участки их резко обогащены сфеном, образующим нередко кучные скопления. Отмеченные породы пересекаются прожилками кварц-ортоклаз-плагиоклазовых пегматитов и дайкой диорит-порфирита.

В 1,5 км к ВСВ от сел. Техут встречен небольшой выход плагиогранитов, секущих кварцевые диориты. В отличие от плагиогранитов, обнажающихся в 3,5 км к ЮВ от сел. Техут (вдоль проселочной дороги), они характеризуются не беловато-серым, а розовато-серозеленым цветом, обусловленным интенсивной пелитизированностью вкрапленников плагиоклаза.

Взаимоотношение пород II и III фаз непосредственными пересечениями не устанавливается. Однако, учитывая преимущественную приуроченность пород III фазы к зонам разломов, наличие в их эндоконтактной полосе раздробленных, дезинтегрированных обломков вмещающих тоналитов и кварцевых диоритов, наконец, их порфиридовидный облик, мы склонны считать их более поздними образованиями, внедрившимися после остывания пород I фазы. Отсутствие же отмеченных признаков, как и экзоконтактных изменений, у лейкократовых гранитов II фазы, свидетельствуют об их более раннем внедрении в еще полностью не закристаллизовавшиеся породы I фазы.

Фаза жильных пород. В пределах Кохбского массива жильные образования пользуются сравнительно широким распространением. Представлены они аплитами, плагиоаплитами, пегматитами, гранитами плагиогранитами и обычно приурочены к эндоконтактовым частям массива. Детальное их описание проведено Г. А. Казаряном (1959, 1971), поэтому мы вновь останавливаться на них не будем. Отметим лишь, что среди пегматитов, согласно классификации К. А. Власова (1952), выделяются фазовые и фациальные разности, относящиеся к неполнодифференцированному типу. По составу можно выделить две большие группы – кварц-полевошпатовые и кварц-биотит-полевошпатовые пегматиты, причем последние наиболее характерны для пород I фазы. Как фазовые, так и фациальные пегматиты обычно характеризуются зональным строением (фиг. 2, 3).

Контактовое воздействие Кохбского массива, точнее пород I фазы, в зависимости от состава вмещающих пород, сказалось в образовании роговиков, скарнов (ССВ экзоконтакт) и андалузитсодержащих метасоматитов (восточная контактовая полоса). Последние являются связующим звеном между грейзенами и вторичными кварцитами (Ратман, 1967).

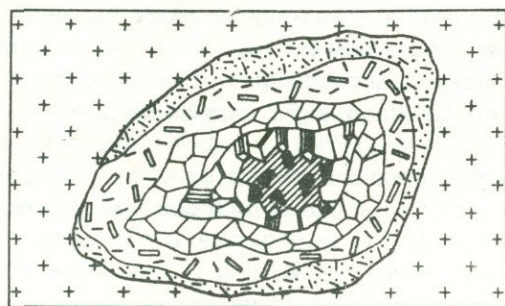
Воздействие пород поздних фаз, в частности, лейкократовых гранитов, было незначительным и выражено перекристаллизацией и калишпатизацией вмещающих пород.

Предверхнеэоценовый интрузивный комплекс

Банушский и Лалварский массивы расположены между восточными отрогами г. Лалвар на западе и сел. Бардадзор на востоке и протягиваются в широтном направлении на расстоянии около 15 км в виде

отдельных изолированных выходов. Общая площадь около 35 км². Вопрос о возрасте Банушского массива также является дискуссионным. Имеются мнения о его эоценовом (Паффенгольц, 1959; Вартапетян, 1965; Г. Казарян, 1971) и мезозойском (Асланян, 1958; Хачатурян, 1960; Баласанян, 1963 и др.) возрасте. Исследователи, считающие возраст массива мезозойским, в отличие от других, отрицают наличие его связи с Лалварским массивом, отчетливо секущим среднеэоценовые отложения.

Согласно нашим наблюдениям, выделяются три изолированных выхода — Лалварский, Банушский и Бардадзорский, первый из которых достоверно прорывает среднеэоценовые, а два других — средне-верхнеюрские образования.

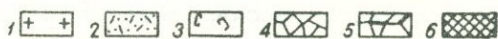
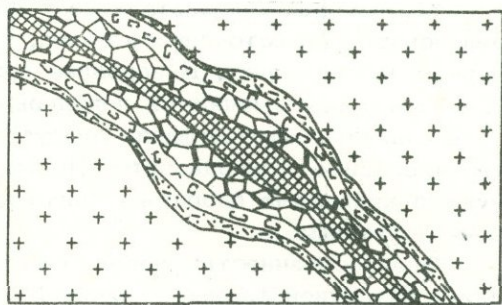


Фиг. 2. Зональный пегматит в тоналитах; Кохбский массив. 1 — тоналиты; 2 — аплитовая зона; 3 — зона среднезернистого пегматита; 4 — зона блокового ортоклаза; 5 — кварц-полевошпатовые друзы с биотитом; 6 — кварцевое ядро с выделениями пирита и халькопирита.



М 1:20

Фиг. 3. Зональный пегматит в кварцевых диоритах; Кохбский массив. 1 — кв. диориты; 2 — аплитовая зона; 3 — зона среднезернистого пегматита графической структуры; 4 — зона блокового ортоклаза; 5 — выделения ортита; 6 — зона крупноблокового кварца.



М 1:10

Определенную помощь в датировке отмеченных выходов оказывают данные их абсолютного возраста (Багдасарян и др., 1966), согласно которым лалварские гранитоиды характеризуются значениями 37 ± 2 млн. лет, банушские — 47 ± 5 млн. лет, бардадзорские — 83–113 млн. лет. На основании этих данных Г. П. Багдасарян считает Лалварский выход верхнеэоценовым, Банушский — предверхнеэоценовым, Бардадзорский — нижнемеловым. По нашему мнению, выделение на основании лишь цифровых данных предверхнеэоценового и верхнеэоцен-предолигоценового комплексов в данном случае не совсем правомерно, поскольку: а) разница между средними значениями их абсолютного возраста небольшая, а если учесть, возраст лейкократовых гранитов II фазы Банушского массива, а также даек плагиоаплитов и гранодиорит-порфиров — 40 ± 2 млн. лет, то эти различия практически схо-

дят на нет; б) проявление лишь среднеэоценового вулканизма в регионе и отсутствие верхнеэоценового делает проблематичным наличие верхнеэоценовых интрузий; в) верхнеэоценовые интрузии соседней тектонической зоны, с которыми параллелизуется Лалварский массив, относятся к габбро-монцонит-сиенитовому формационному типу, характеризующемуся повышенной, калиевой щелочностью, в то время как Лалварский массив относится к габбро-гранодиорит-гранитному типу формаций и характеризуется нормальной щелочностью. Вышеизложенное позволяет нам датировать Лалварский и Банушский массивы как предверхнеэоценовые. В дальнейшем изложении они рассматриваются под общим названием - Банушский массив.

Что касается возраста гранитоидов Бардадзорского участка, то по нашему мнению, определенное мнение по этому вопросу можно высказать лишь после проведения детальных геолого-съемочных работ.

Банушский массив внедрен в зону долгоживущего близширотного Алаверди-Шамлуг-Чочканского (по С. Казаряну) нарушения, что и обусловило форму интрузива.

В сложении массива участвуют породы четырех фаз.

Первая фаза представлена габбро, включая оливиновые разновидности. Они слагают небольшие ($0,2-0,3 \text{ км}^2$), вытянутые в СВ направлении, выходы близ водораздельной части рр. Бануш и Учкилиса. Характеризуются обычно темно-зеленым цветом и мелко-среднезернистым, редко - слабо порфиroidным обликом.

Вторая фаза представлена в главной фации гранодиоритами, зеленовато-розовато-серого цвета, среднезернистого, реже - мелкозернистого сложения. В наиболее приповерхностных участках (район г. Лалвар) они сменяются порфиroidными разновидностями.

В эндоконтактной фации присутствуют диориты, кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты. Наибольшим развитием среди них пользуются кварцевые диориты - роговообманковые, пироксеновые, пироксен-биотитовые.

Общей особенностью пород II фазы является наличие в них ксенолитов различной формы, величиной от долей см до 1-2 м. В отличие от Кохбского массива, в котором преобладают ксенолиты интрузивного облика, здесь, в результате внедрения массива в зону разлома, чаще встречаются ксенолиты ороговикованных вулканитов.

Третья фаза сложена лейкократовыми гранитами. В отличие от аналогичных пород Кохбского массива, их выходы приурочены не только к эндоконтактам интрузии, но и к его центральным участкам. Причем они слагают не штокообразные тела, а узкие, вытянутые в близширотном направлении дайкообразные выходы.

Лейкократовые граниты характеризуются розовым, кирпично-красным цветом, мелкозернистым, очень редко порфиroidным сложением. В отдельных случаях встречаются миароловые разновидности. В отличие от пород II фазы, в них, как и в аналогичных породах Кохбского массива, явления гибридизма отсутствуют.

Фаза жильных пород. Жильные образования пользуются весьма незначительным развитием и представлены лишь аплитами и очень редко - пегматитами.

Аплиты встречаются в южной и восточной эндоконтактовой полосе массива в виде редких маломощных (до 5 см) тел небольшой (до 8 м) протяженности. Г. А. Казаряном (1971) западнее сел. Бардазор выделен крупный выход аплитов мощностью в "несколько десятков метров". Согласно нашим наблюдениям, как отмеченное тело, так и два более мелких выхода, расположенных несколько севернее, являются субвулканическими липаритовыми порфирами. Причем, отчетливое окварцевание этих пород, находящихся в непосредственном экзоконтакте массива, позволяет нам считать их более ранними образованиями.

Пегматиты крайне редки и представлены маломощными фазовыми и фаціальными разновидностями. Последние встречены лишь в лейкократовых гранитах II фазы.

Контактовое воздействие Банушского массива, точнее, пород II фазы, сказалось в образовании пород фации роговиков, а также дюрмортьеритсодержащих метасоматитов (вост. отроги г. Лалвар), являющихся промежуточными образованиями между грейзенами и вторичными кварцитами (Ратман, 1967). Что касается лейкократовых гранитов III фазы, то они обусловили перекристаллизацию и слабую калишпатизацию вмещающих пород.

Г л а в а Ш

ПЕТРОГРАФИЯ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Учитывая сравнительно высокую степень петрографической изученности пород рассматриваемых интрузивов (Баласанян, 1963; Г. Казарян, 1971), нами основное внимание уделено более детальной характеристике оптических свойств минералов, а также выяснению микроструктурных особенностей пород. При этом мы кратко остановимся на описании лишь главнейших типов пород, либо разновидностей, характеризующихся какими-либо специфическими особенностями.

В основу расшифровки порядка кристаллизации были положены предложенные В. С. Коптев-Дворниковым такие признаки, как - идиоморфизм минералов, реакционные взаимоотношения между ними, различная кристаллизационная способность, характер размещения их в пространстве и др. На основании этих признаков впервые Л. В. Дмитриевым (Коптев-Дворников и др., 1962) были выделены отдельные структурные группы минералов, характеризующие различные стадии кристаллизации магматического расплава. Позднее Ф. К. Шипулиным (1968), на основании тех же признаков, выделялись парагенетические ассоциации минералов, соответствующие различным стадиям магматического и постмагматического процессов. Нами в основу принят этот подход, позволяющий провести анализ изменения химизма магматического расплава в ходе формирования отдельных интрузивных комплексов.

Петрография среднеюрского интрузивного комплекса

Породы 1 фазы

Габбро. Первичные минералы - плагиоклаз, авгит, роговая обманка, оливин, кварц. Акцессорные минералы - титаномагнетит, апатит, сфен, циркон. Вторичные - хлорит, актинолит, серицит, карбонат. Структура - порфировидная с габбровой, реже - гипидиоморфнозернистой структурой основной массы.

Количественные соотношения минералов, слагающих отдельные парагенетические ассоциации, а также состав и некоторые другие особенности этих минералов приведены в табл. 2.

Таблица 2

Количественно-минеральный состав и некоторые особенности породообразующих минералов
габбро Каоцкского участка

Минерал	Содерж. (об. %)	Размеры (мм)	Форма	Характерные особенности	Оптические свойства и состав	Вторичные изменения
Плагиоклаз I	7,7	1-1,5	Таблитчатая, призматическая	Зонален, полисинтет. сдвойник., закон - альбитовый, реже - карлсбадский	№ 62-60 - ядро, № 52-50 - край; $-2v = 84-88^\circ$	Серицитизация, реже карбонатизация
Оливин I	1,3	0,3-0,7	Изометричная, ромбическая	Полностью замещен карбонатом и хлоритом; попереч. трещины заполнены магнетитом	-	Карбонатизация, хлоритизация
Авгит I	13,3	1-2	Изометричная, таблитчатая	Зонален, нередко сдвойникован	$N_g^I = 1,727, N_p^I = 1,699,$ $N_g^I - N_p^I = 0,028, 2v = 52-55^\circ$	Хлоритизация
Плагиоклаз II	18,3	0,5-0,7	Призматическая	Зонален, полисинтет. сдвойник., границы зон постепенные	№ 49-47 - ядро, № 44-42 - край	Серицитизация
Авгит II	4,5	0,3-0,6	Изометричная	Зональные разности отсутствуют	-	Хлоритизация
Плагиоклаз III	23,1	0,3	Ксеноморфная, реже - коротко-таблитчатая	Слабо зонален	№ 40-38	Серицитизация
Рог. обманка III	8,5	0,2-0,6	Ксеноморфная, реже - призматическая	Резкий плеохроизм	$N_g^I = 1,657, N_p^I = 1,636,$ $N_g^I - N_p^I = 0,021; f^H = 24%;$ $-2v = 82^\circ$	Хлоритизация
Кварц III	ед.з.	0,1-0,5	Ксеноморфная	-	-	-

Таблица 1

Схема последовательности выделения минералов в габбро

Минералы	Парагенетические ассоциации			
	Раннемагматическая	Стадия главной кристаллизации	Позднемагматическая	Постмагматическая
	№ 62-50	№ 49-42	№ 40-38	
Плагиоклаз				
Оливин				
Авгит				
Роговая обманка				
Титаномагнетит				
Кварц				
Магнетит				
Апатит				
Сфен				
Циркон				
Актинолит				
Хлорит				
Серицит				

Таблица 3

Схема последовательности выделения минералов в порфириовидных плагиогранитах

Минералы	Парагенетические ассоциации			
	Раннемагматическая	Стадии главной кристаллизации	Позднемагматическая	Постмагматическая
	№ 32-30	№ 28-26		
Плагиоклаз				
Кварц				
Роговая обманка				
Биотит				
Титаномагнетит				
Апатит				
Циркон				
Сфен				
Эпидот				
Хлорит				
Серицит				
Карбонат				

Породы II фазы

Плагииграниты. Первичные минералы – плагиоклаз и кварц; в небольших количествах присутствуют роговая обманка и биотит. Акцессорные минералы – титаномагнетит, апатит, сфен, циркон; в протоочках кроме того определены циртолит, лейкоксен, мартит, пирит, халькопирит, самородный свинец. Вторичные минералы – хлорит, эпидот, серицит, карбонат. Выделяются разности с порфиоровидной и гипидиоморфнозернистой структурами. При этом в порфиоровидных разностях структура основной массы, в зависимости от взаимоотношений плагиоклаза и кварца изменяется от гипидиоморфнозернистой до аплитовидной и микропегматитовой.

В табл. 3 приведена схема последовательности кристаллизации в порфиоровидных плагиигранитах.

Количественные соотношения минералов, а также краткая их характеристика приведены в табл. 4.

Петрография нижнемелового интрузивного комплекса

Породы I фазы

Тоналиты, кварцевые диориты. Первичные минералы – плагиоклаз, кварц, роговая обманка, биотит, **K-Na** полевой шпат. Акцессорные минералы – магнетит, апатит, сфен, циркон; в протоочках определены – титаномагнетит, ильменит, халькопирит, циртолит, ортит, шеелит, рутил, лейкоксен, барит. Вторичные минералы – хлорит, серицит, эпидот, карбонат. Количественно-минеральные подсчеты, имеющиеся в нашем распоряжении, указывают на широкие вариации содержания отдельных минералов, свидетельствующие о гибридной природе рассматриваемых пород. Структура – гипидиоморфнозернистая, реже – порфиоровидная с гипидиоморфнозернистой основной массой.

Схема последовательности кристаллизации рассматриваемых пород приведена в табл. 5.

Таблица 5
Схема последовательности выделения минералов в
тоналитах и кварцевых диоритах

Минералы	Парагенетические ассоциации			
	Раннемагматическая	Стадии главной кристаллизации	Позднемагматическая	Постмагматическая
	№ 51-38	№ 38-26		
Плагиоклаз	—————			
Роговая обманка		—————		
Кварц		—————	—————	
Биотит		—————	—————	
Ортоклаз		—————	—————	
Магнетит			—————	
Апатит		—————	—————	
Сфен			—————	—————
Циркон				—————
Серицит				—————
Хлорит				—————
Эпидот				—————
Кальцит				—————

Количественно-минеральный состав и некоторые особенности породообразующих минералов плагиогранитов Ахпатского массива

Минерал	Содерж. (об. %)	Размеры (мм)	Форма	Характерные особенности	Оптические свойства и состав	Вторичные изменения
Плагиоклаз I	17,8	1,2 - 1,9	Призматическая, реже - таблитчатая	Полисинтетич. разности весьма редки	№ 32-30, реже № 38-36, - $2v = 84-88^{\circ}$	Серицитизация, реже хлоритизация, карбонатизация
Кварц I	3,5	1-1,5	Округлая, реже аллотриоморфная	Гломеропорфировые скопления, волнистое погасание	-	-
Плагиоклаз II	53,4	0,3-0,7	Призматическая	Полисинтетически сдвоен	№ 28-26	Серицитизация, хлоритизация
Рог. обманка I ^x	5,7	0,4-1	Призматическая, аллотриоморфная	-	$N_g^i = 1,658-1,661,$ $N_p^i = 1,635-1,641,$ $N_g^i - N_p^i = 0,020-0,024,$ $f'' = 25-28,$ $\frac{100 Mg}{Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn} = 74-76\%$	Интенсивно хлоритиз. в меньшей степени эпидотизирован
Кварц II	17,5	0,2-0,5	Ксеноморфная	Отчетливо корродирует ранее выделившиеся минералы	-	-
Биотит III ^x	1,2	0,1-0,3	Удлиненно-призматическая	-	$N_g = N_m = 1,645-1,648$ $f'' = 49-52$	Хлоритизация

^x Содержание минерала приблизительное, ввиду интенсивной хлоритизации, не позволяющей проводить однозначного его диагностирования.

Некоторые особенности породообразующих минералов пород главной фации Кохбского массива

Минерал	Размеры (мм)	Форма	Характерные особенности	Оптические свойства и состав	Вторичные изменения
Рог. обманка I (ксенокристаллы)	0,015-0,18	Округлая с оплавл. краями, неправильная	Содержит пойкилит. включения кварца и плагиоклаза	-	Хлоритизация (в редких случаях)
Плагиоклаз II	2-2,8	Таблитчатая, реже призматическая	Резко зонален, количество зон до 8	№ 52-38	Серицитизация, соссюритизация, карбонатизация
Плагиоклаз III	0,6-1,3	Призматическая	Полисинтет. сдвойникован, редко зонален	№ 34-26	Серицитизация, реже карбонатизация
Рог. обманка III	0,5-0,9	Призматическая, реже идиоморфная	Нередко сдвойникован по (100)	$N_g^i = 1,663-1,672, N_p^i = 1,639-1,646, N_g^i - N_p^i = 0,023-0,026; c N_g = 16-20^\circ, -2v = 78-82^\circ$ $\frac{100 Mg}{Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn} = 65-75\%$ $f^{II} = 30-40\%$	Хлоритизация
Кварц III	0,9-2,0	Округлая, реже ксеноморфная	В отдельных случаях мозаичное погасание	-	-
Биотит III	0,6-1,2	Ксеноморфная, призматическая	Нередко замещает роговую обманку	$N_g = N_m = 1,642-1,648$ $f^{II} = 47-52\%, -2v = 49-54^\circ; \downarrow (001) N_g = 90^\circ,$ $N_m = 3-6^\circ, N_p = 84-87^\circ$	Хлоритизация
Ортоклаз IV	-	Ксеноморфная	Обычно нарастает на плагиоклаз	-	-
Биотит IV	0,1-0,5	Удлиненная, нередко короткопризматич.	Приурочивается к стыку отдельных минералов	-	Хлоритизация
Кварц IV	0,1-0,6	Ксеноморфная, реже округлая	Отчетливо корродирует все минералы	-	-

Некоторые особенности породообразующих минералов тоналитов и кварцевых диоритов приведены в табл. 6. В первую парагенетическую ассоциацию выделены ксенокристаллы роговой обманки.

Гранодиориты, граниты рогово обманково-биотитовые. Эти породы эндоконтактовой фации нередко связаны друг с другом постепенными переходами.

Первичные минералы – плагиоклаз, ортоклаз, роговая обманка, биотит. Акцессорные минералы – магнетит, апатит, циркон, сфен; в протолочках обнаружены циртолит, лейкоксен, ортит, ильменит, рутил, шеелит, пирит, флюорит. Вторичные минералы – серицит, хлорит, карбонат. Структура – гипидиоморфнозернистая.

В общем виде схема последовательности выделения минералов гранодиоритов и гранитов приведена в табл. 7.

Таблица 7

Схема последовательности выделения минералов в эндоконтактовых гранодиоритах и гранитах

Минералы	Парагенетические ассоциации			
	Раннемагматическая	Стадии главной кристаллизации	Позднемагматическая	Постмагматическая
	№ 38-32	№ 30-24		
Плагиоклаз	_____	_____		
Кварц		_____	_____	
Роговая обманка		_____		
Ортоклаз			_____	
Биотит			_____	
Магнетит			_____	
Апатит		_____	_____	
Сфен			_____	_____
Циркон			_____	
Серицит				_____
Хлорит				_____
Карбонат				_____

Количественные соотношения минералов, слагающих отдельные парагенетические ассоциации, их состав и некоторые другие особенности приведены в табл. 8.

Вторая фаза

Лейкократовые граниты. Первичные минералы – плагиоклаз (15–30%), кварц (35–41%), K-Na полевой шпат (30–43%); в незначительных количествах (0,1–1,5%) присутствует биотит. Акцессорные минералы – магнетит, апатит, циркон; в протолочках определены также – сфен, циртолит, малакон, лейкоксен, ксенотим, анатаз, ортит, флюорит, пирит, гематит, галенит, самородный свинец, молибденит, торит. Вторичные минералы – хлорит, серицит, карбонат. Струк-

тура - гипидиоморфнозернистая, нередко панидиоморфнозернистая, аплитовая.

В сложении лейкократовых гранитов участвуют минералы четырех парагенетических ассоциаций, последовательность выделения которых приведена в табл. 9.

Таблица 9

Схема последовательности выделения минералов
в лейкократовых гранитах

Минералы	Парагенетические ассоциации			
	Раннемагма- тическая	Стадии главной кристаллизации	Позднемаг- матическая	Постмагма- тическая
	№ 25-16	№ 12-8		
Плагиоклаз	_____	_____		
Кварц		_____		
Ортоклаз		_____		
Биотит			_____	
Магнетит			_____	
Апатит			_____	
Циркон			_____	
Серицит				_____
Хлорит				_____
Лимонит				_____

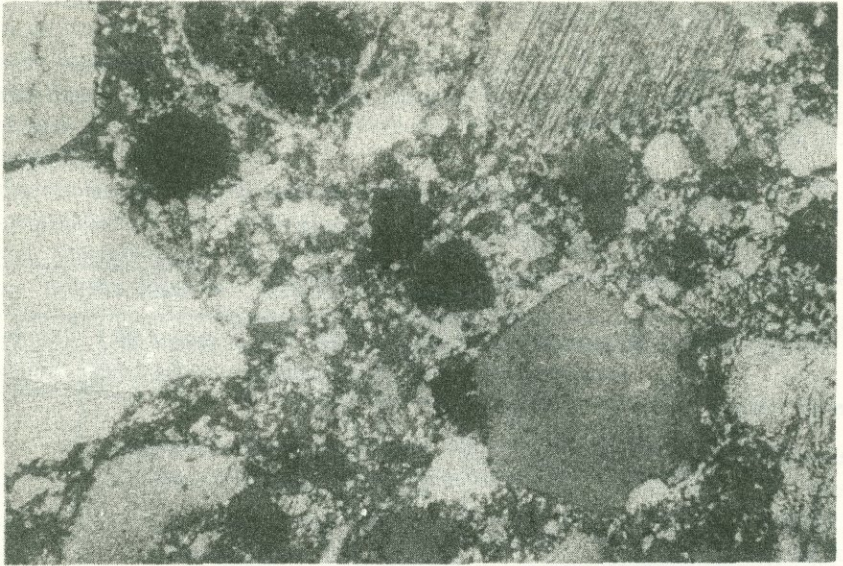
Третья фаза

Трондъемиты. Первичные минералы - плагиоклаз и кварц; в виде единичных зерен встречаются роговая обманка и биотит. Акцессорные минералы - сфен, рутил, циркон, апатит, очень редко - магнетит; в протолочках определены - пирит, ильменит, гематит, лейкоксен, галенит, самородный свинец. Вторичные минералы - хлорит, серицит, эпидот. Структура порфириовидная, с паналлотриоморфнозернистой структурой основной массы (фиг. 4). Детальная характеристика микроструктур и минерального состава пород III фазы приведена в специальной статье (Мелконян, 1965). Схема кристаллизации трондъемитов приведена в табл. 10.

Жильные образования

Жильные породы Кохбского массива, как правило, характеризуются однотипным качественным минеральным составом (плагиоклаз, кварц, K - Na полевой шпат и в незначительных количествах - роговая обманка и биотит). Структуры характеризуются заметными вариациями - от порфириовидных до гипидиоморфнозернистых, аплитовых, гранулитовых, причем нередко отмеченные структуры наблюдаются вкрест простираения одной дайки.

Жильные граниты. Первичные минералы - плагиоклаз, кварц,



Фиг. 4. Паналлотриоморфнозернистая структура основной массы тронджемитов. Отчетливо устанавливается наличие трех генераций кварца и коррозия ранних генераций поздними.

Таблица 10.

Схема последовательности выделения минералов
в тронджемитах

Минералы	Парагенетические ассоциации			
	Раннемагматическая	Стадии главной кристаллизации	Позднемагматическая	Постмагматическая
	№ 40-30	№ 27-22	№ 20-18	
Плагиоклаз	—	—	—	
Кварц	—	—	—	
Биотит		—		
Магнетит			—	
Апатит			—	
Сфен			—	—
Циркон			—	
Серицит				—
Хлорит				—
Клиноцоизит				—

К - Na полевой шпат, роговая обманка, биотит. Акцессорные минералы - магнетит, циркон, апатит; в протоочках обнаружены - сфен, рутил, анатаз, лейкоксен, ортит, барит, пирит, халькопирит, самородный свинец. Вторичные минералы - серицит, хлорит.

Схема кристаллизации жильных гранитов приведена в табл. 11.

Таблица 8

Количественно-минеральный состав и некоторые особенности породообразующих минералов эндоконтактовых гранитов Кохбского массива

Минерал	Содерж. (об.%)	Размеры (мм)	Форма	Характерные особенности	Оптические свойства и состав	Вторичные изменения
Плагиоклаз I	8,7	2,7-3,8	Призматическая, реже таблитчатая	Резкая зональность; явления коррозии между зонами	№ 38-32	Серцитизация, редко карбонатизация
Плагиоклаз II	27,0	1,2-2,3	Призматическая	Менее четкая зональность, полисинтетич. двойникование	№ 30-24	Серцитизация
Кварц II	26,1	1,1-2,0	Округлая, изометричная	Волнистое погасание		
Рог. обманка II	2,3	0,9-1,8	Призматическая, вытянутая	Наличие двойников по (100)	$N_g^I = 1,663-1,665; N_{p^I} = 1,640-1,641; N_g^I - N_{p^I} = 0,023-0,024; c N_g = 15-17^\circ; -2v = 78-80^\circ; f'' = 30-32\%$ $\frac{100 Mg}{Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn} = 72-73\%$	Хлоритизация, карбонатизация
Ортоклаз III	8,6	0,3-0,7	Неправильная, реже призматическая	Интенсивная пелитизированность	$-2v = 54^\circ$	-
Биотит III	5,9	0,3-1,2	Призматическая		$N_g = N_m = 1,644-1,646$ $f'' = 49-50\%$	Хлоритизация
Кварц III	2,5	0,1-0,6	Резко ксеноморфная	Отчетливо корродирует ранее выделившиеся минералы	-	-

Схема последовательности выделения минералов
в жильных гранитах

Минералы	Парагенетические ассоциации			
	Раннемагма- тическая	Стадии главной кристаллизации	Позднемагма- тическая	Постмагма- тическая
	№ 30-24	№ 23-20		
Плагиоклаз	_____	_____		
Кварц	_____	_____	_____	
Ортоклаз		_____		
Бiotит		_____	_____	
Магнетит			_____	
Апатит			_____	
Циркон			_____	
Серицит				_____
Хлорит				_____
Эпидот				_____

Количественные соотношения и некоторые особенности минералов отдельных парагенетических ассоциаций приведены в табл. 12.

Петрография предверхнеэоценового интрузивного комплекса

Породы I фазы

Оливиновое габбро. Первичные минералы - плагиоклаз, пироксен, оливин, биотит. Акцессорные минералы - титаномагнетит, апатит, сфен; в протолочках обнаружены - хромит, циркон, лейкоксен, ильменит, барит. Вторичные минералы - серицит, хлорит, редко - эпидот. Структура - порфировидная, с офитовой структурой основной массы. В общем виде схема кристаллизации оливиновых габбро приведена в табл. 13.

Количественные соотношения минералов отдельных парагенетических ассоциаций, как и некоторые их особенности, приведены в табл. 14.

Согласно количественно-минеральному составу отмеченные породы на классификационной диаграмме (Коптев-Дворников и др., 1969) размещаются в поле оливиновых габбро. Отнесение их к эссекситовым габбро (Г. Казарян, 1971) нельзя признать удачным, поскольку в них отсутствуют характерные для эссекситовых габбро щелочные цветные минералы и кроме того по своему химизму (табл. 23) они резко отличаются от эссекситовых разновидностей.

Породы II фазы

Гранодиориты. Первичные минералы - плагиоклаз, кварц, К-№ полевой шпат, роговая обманка, биотит. Акцессорные минералы - магнетит, апатит, циркон, сфен; в протолочках кроме того

Количественно-минеральный состав и некоторые особенности породообразующих минералов жильных гранитов Кохбского массива

Минерал	Содерж. (об.%)	Размеры (мм)	Форма	Характерные особенности	Оптические свойства и состав	Вторичные изменения
Плагиоклаз I	3,4	1,2-2,5	Таблитчатая, призматическая	Полисинтетически сдвойникован, зонален; иногда раздроблен	№ 30-24	Серицитизация, хлоритизация
Плагиоклаз II	13,7	0,4-0,9	Призматическая, очень редко - таблитчатая	Полисинтетич. сдвойникован; зональные различия отсутствуют	№ 23-20	Серицитизация
Роговая обманка	0,1	0,3-0,6	Призматическая, аллотриоморфная	-	$N_g' = 1,663-1,668; N_p' = 1,638-1,645; N_g' - N_p' = 0,023-0,025; 2v = 78-80^\circ; c N_g = 18-20^\circ; f'' = 30-36\%$	Хлоритизация, реже эпидотизация
Кварц II	39,4	0,4-1,2	Округлая, реже аллотриоморфная	-	-	-
Ортоклаз II	33,6	0,3-0,9	Призматическая, аллотриоморфная	Наличие криптопертитовых разностей	$1(001) N_g = 90-88^\circ; N_m = 5-8^\circ; N_p = 82-85^\circ; -2v = 60-77^\circ$	Серицитизация
Биотит II	3,7	0,2-0,5	Удлиненно-призматическая	-	$N_g = N_m = 1,640-1,644; f'' = 45-49\%$	Хлоритизация
Кварц III	2,5	0,2	Резко аллотриоморфная	-	-	-
Биотит III	0,3	0,15	Ксеноморфная	-	-	Хлоритизация

Количественно-минеральный состав и некоторые особенности
породообразующих минералов оливиновых габбро Банушского массива

Минерал	Содерж. (об. %)	Размеры (мм)	Форма	Характерные особенности	Оптические свойства и состав	Вторичные изменения
Плагиоклаз	9,2	1,2-2,9	Таблитчатая, реже - короткопризматическая	Резкая зональность с коррозией центр. зон краевыми; двойникование обычно простое	№ 84-52	-
Оливин 1	11,8	0,7-1,9	Идиоморфная, изометричная	Наличие поперечных трещин; развитие вдоль контуров магнетита	$N_{g'} = 1,770-1,772$; $N_{p'} = 1,733-1,735$; $N_{g'} - N_{p'} = 0,036-0,037$; $-2v = 82-84^\circ$; $Fa = 49-50\%$	Слабая серпентизация вдоль микротрещин
Плагиоклаз II	43,4	0,6-1,8	Призматическая, нередко - длиннопризматическая	Отсутствие резкой зональности и явлений коррозии; встречаются полисинтетические двойники, разности	№ 50-48	-
Пироксен II	23,2	0,3-0,8	Ксеноморфная	Образование венчиков	$N_{g'} = 1,708-1,710$; $N_{p'} = 1,681-1,683$; $N_{g'} - N_{p'} = 0,027$; $c N_{g'} = 48-50^\circ$; $2v = 53-54^\circ$	Хлоритизация
Биотит III	2,1	0,3	Аллотриоморфная	Приуроченность к пироксену; либо магнетиту	$W_{0,4-4,5} E_{n,2-4,4} F_{s,12-13}$ $N_{g'} = N_m = 1,639-1,642$ $f'' = 44-47$	Хлоритизация
Кварц	ед.з.	0,2	Резко ксеноморфная	Корродирует все ранее выделившиеся минералы	-	-

Таблица 13

Схема последовательности выделения минералов в
оливиновых габбро

Минералы	Парагенетические ассоциации			
	Раннемагма- тическая	Стадии главной кристаллизации	Позднемагма- тическая	Постмагмати- ческая
	№ 84-52	№ 50-48		
Плагноклаз	_____	_____		
Оливин	_____			
Пироксен		_____		
Биотит			_____	
Магнетит			_____	
Апатит			_____	_____
Сфен			_____	
Хлорит				_____
Серпентин				_____

обнаружены рутил, ортит, флюорит, пирит, ильменит, халькопирит, барит. Вторичные минералы - серицит, хлорит, карбонат. Структура - порфиroidная с гипидиоморфнозернистой структурой основной массы.

В общем виде схема кристаллизации гранодиоритов приведена в табл. 15.

Таблица 15

Схема последовательности выделения
минералов в гранодиоритах

Минералы	Парагенетические ассоциации			
	Раннемагма- тическая	Стадии главной кристаллизации	Позднемагма- тическая	Постмагмати- ческая
	№ 34-26	№ 24-22		
Плагноклаз	_____	_____		
Роговая обманка		_____		
Кварц		_____	_____	
Ортоклаз			_____	
Биотит			_____	
Магнетит			_____	
Апатит			_____	
Сфен			_____	
Циркон			_____	
Эпидот				_____
Хлорит				_____
Серицит				_____
Карбонат				_____

В резко порфиroidных разностях гранодиоритов (вост. склоны

Количественно-минеральный состав и некоторые особенности
породообразующих минералов гранодиоритов главной фации Банушского массива

Минерал	Содерж. (об. %)	Размеры (мм)	Форма	Характерные особенности	Оптические свойства и состав	Вторичные изменения
Плагиоклаз I	7,2	1,7-2,5	Таблитчатая, корот- копризматическая	Отчетливая зональ- ность, с явлениями кор- розии между зонами	№ 34-26	Серицитизация
Плагиоклаз II	45,1	0,5-1,3	Призматическая	Отсутствие резко зо- нальных разностей	№ 24-22	Серицитизация
Рог. обманка II	5,3	0,6-1,5	Призматическая	-	$N_g' = 1,662-1,666; N_p' =$ $= 1,639-1,643; N_g' - N_p' =$ $= 0,022-0,026; c N_g =$ $= 17-19^\circ; -2v = 80-84^\circ$ $f'' = 30-34\%$	Карбонатизация, хлоритизация
Кварц II	8,9	0,5-0,8	Округлая, близкая к изометр.	-	-	-
K-Na польшпат III	12,2	-	Ксеноморфная	Обычно нарастает на края плагиоклаза	$\Delta(001) N_g = 90^\circ, N_m =$ $= 8^\circ, N_p = 82^\circ, -2v = 52-$ 56	-
Биотит III	6,7	0,2-0,5	Аллотриоморфная, призматическая	-	$N_g = N_m = 1,641-1,643$ $f'' = 46-48\%$	Хлоритизация
Кварц III	11,6	0,2-1,0	Аллотриоморфная, лапчатая	Отчетливо корродиру- ет ранее выделившие- ся минералы	-	-

г. Лалвар) присутствует также гиперстен (до 2%), а плагиоклаз раннемагматической стадии более основной (№ 48-36).

Количественные соотношения минералов отдельных парагенетических ассоциаций, а также некоторые их особенности приведены в табл. 16.

Диориты. Первичные минералы – плагиоклаз, диопсид, биотит, кварц. Акцессорные минералы – магнетит, апатит; в протолочках кроме того обнаружены – сфен, циркон, андалузит, корунд, пирит, галенит, самородный свинец. Вторичные минералы – хлорит, очень редко карбонат. Структура – порфириовидная с офитовой, местами гипидиоморфнозернистой структурой основной массы.

Схема последовательности кристаллизации минералов приведена в табл. 17.

Таблица 17

Схема последовательности выделения минералов в диоритах

Минералы	Парагенетические ассоциации			
	Раннемагматическая	Стадии главной кристаллизации	Позднемагматическая	Постмагматическая
	№ 50-42	№ 40-38	№ 36-24	
Плагиоклаз	_____	_____	_____	
Диопсид	_____	_____	_____	
Биотит			_____	
Кварц			_____	
Магнетит			_____	
Апатит			_____	
Хлорит				_____
Эпидот				_____

Некоторые особенности первичных минералов отдельных парагенетических ассоциаций, как и их количественные соотношения, приведены в табл. 18.

Породы III фазы

Лейкократовые граниты. Первичные минералы – плагиоклаз (15-20%), кварц (30-40%), K-№ полевоы шпат (39-46%), биотит (до 2%). Акцессорные минералы – магнетит, апатит, циркон; в протолочках обнаружены также сфен, циртолит, малакон, анатаз, брукит, ортит, ксенотим, флюорит, мартит, пирит, халькопирит, галенит, самородный свинец, лимонит. Структура – гипидиоморфнозернистая, реже – аплитовая, местами микропегматитовая; в отдельных случаях встречаются разности с порфириовидной структурой.

В общем виде схема их кристаллизации приведена в табл. 19.

Характеристика отдельных минералов приведена в соответствующем разделе.

Количественно-минеральный состав и некоторые особенности породообразующих минералов эндоконтактных диоритов Банушского массива

Минералы	Содерж. (об.%)	Размеры (мм)	Форма	Характерные особенности	Оптические свойства и состав	Вторичные изменения
Плагиоклаз I	4,2	1,5-2,7	Призматическая, длин- нопризматическая	Резко зонален, поли- синтетич. сдвойни- кован	№ 50-48 в ядре, №43- 42 - в краевой зоне	-
Диопсид I	1,2	1,0-1,4	Таблитчатая	-	$N_g^I = 1,706$; $N_p^I = 1,680$; $N_g^I - N_p^I = 0,026$; $c N_g = 37^\circ$; $2v = 54^\circ$ $Wo_{45} En_{45} Fs_{10}$	Хлоритизация
Плагиоклаз II	49,3	0,4-0,8	Призматическая	Простое двойнико- вание	№ 40-38	-
Диопсид II	15,8	0,3-0,9	Призматическая, ал- лотриоморфн.	Нередко сдвойнико- ван	$2v = 52^\circ$; $c N_g = 36^\circ$ № 36-34	Хлоритизация
Плагиоклаз III	3,6	0,3	Аллотриоморфная	-	-	-
Биотит III	10,9	0,1-0,4	Аллотриоморфная	-	$N_g = N_m = 1,641-1,643$; $f'' = 46-48\%$	Хлоритизация
Кварц III	4,1	0,2	Аллотриоморфная	-	-	-

Схема последовательности выделения минералов в лейкократовых гранитах

Минералы	Парагенетические ассоциации		
	Раннемагматическая	Стадии главной кристаллизации	Постмагматическая
	№ 26-13	№ 10-8	
Плагиоклаз	_____	_____	
Кварц		_____	
Ортоклаз		_____	
Биотит		_____	
Магнетит		_____	
Апатит		_____	
Серицит			_____
Хлорит			_____

Выводы

Анализ последовательности выделения минералов в породах отдельных фаз и фаций разновозрастных массивов позволяет в общих чертах наметить процесс их формирования. Поскольку ход кристаллизации однотипных пород различных массивов в общих чертах является сходным, поэтому приводится их единое описание с акцентированием имеющих различий.

Ранняя парагенетическая ассоциация габброидов 1 фазы Ахпатского и Банушского массивов свидетельствует о том, что кристаллизация расплава началась с выделения не простых, а сложных по структуре минералов — плагиоклаза, что обусловлено, с одной стороны, пониженным содержанием магния, а с другой — повышенным содержанием слабых катионов Ca^{2+} и Na^{+} . Благодаря наличию последних алюминий, который также находится в повышенных концентрациях, образует тетраэдрические группы с кислородом и частично замещает Si^{4+} в анионных комплексах. С такими комплексами, характеризующимися малой поляризующей способностью, группируются слабые катионы с аналогичными свойствами. При этом ввиду охлаждения расплава и начавшейся полимеризации возникают кинетические препятствия кристаллизации, в результате чего затрудняется выравнивание составов выделяющихся зерен и расплава, что ведет к образованию зональных разностей плагиоклаза — 1. По мере кристаллизации плагиоклаза увеличивается концентрация сильных катионов Mg^{2+} и Fe^{2+} насыщение расплава которыми ведет к выпадению оливина и моноклинного пироксена (диопсид-салит). С повышением активности гидроксил-ионов часть кислорода в кремнекислородных комплексах (диопсид-салит) замещается гидроксил-ионом и выделяется роговая обманка, при этом алюминий уже присутствует и в качестве катиона в шестерной координации. Отмеченный ход кристаллизации характерен для роговообманковых габбро Ахпатского массива, в то время как в оливиновых габ-

бро Банушского массива пироксен замещается не роговой обманкой, а биотитом. Это различие в ходе кристаллизации обусловлено как отличиями в химизме расплавов, в частности, сравнительно высоким содержанием K_2O в оливиновом габбро (1,25% против 0,6% в роговообманковых габбро), так и более основным составом плагиоклаза 1 в оливиновых габбро (№ 84-52 против № 62-48 в роговообманковых габбро), что ведет к резкому обеднению остаточного расплава кальцием.

Кристаллизация орто- и метасиликатов обуславливает обогащение остаточного расплава сильными катионами, в частности, Fe^{2+} . Последний, благодаря своим значительным поляризационным свойствам отрывает кислород у более слабых металлов и кремнекислородных анионов с образованием сиботаксических групп типа FeO . (Есин, 1948), диссоциирующих на ионы Fe^{2+} и O^{2-} , иными словами в расплаве увеличивается активность кислорода. С другой стороны, состав поздних минеральных парагенезисов, в которых принимают участие роговая обманка, биотит свидетельствует о несомненном повышении в расплаве активности летучих, в частности, воды. Согласно расчетам констант равновесия реакции закиси железа с водой (Шипулин, 1968) даже незначительное повышение активности воды в расплаве должно вести к интенсивному окислению Fe^{2+} и обогащению остаточного расплава катионами Fe^{3+} . Однако, в рассматриваемых породах широким развитием пользуется не гематит, а магнетит, что, по мнению Ф. К. Шипулина, может быть связано с высокой энтальпией образования магнетита по сравнению с гематитом и с вюститом. При этом, если преобладание закисной формы железа над окисной в габброидах Ахпатского массива свидетельствует о сравнительно слабой активности окислительных процессов, то их обратное соотношение в оливиновом габбро Банушского массива, как и замещение магнетита бурым биотитом, указывает на более интенсивное развитие в них окислительных процессов и повышение активности железа, магния и воды.

В конечные стадии кристаллизации, ввиду повышения активности щелочей, в частности, калия, в оливиновых габбро выделяется биотит; в роговообманковых габбро Ахпатского массива отмеченный процесс не проявлен, ввиду весьма низкой концентрации в расплаве калия.

Кристаллизация таких пород, как кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты в общих чертах повторяет ход кристаллизации габброидов 1 фазы, характеризуясь, разумеется, некоторыми специфическими особенностями, обусловленными их химизмом. В отмеченных породах различных массивов ранние парагенетические ассоциации нередко представлены такими не характерными для гранитоидов гранитного ряда минералами как плагиоклаз состава лабрадор-андезин и пироксен (диопсид-салит в Кохбском массиве и гиперстен - в Банушском), что, по-видимому, свидетельствует об исходной основной природе расплава. С другой стороны, присутствие в отдельных случаях в составе ранних парагенетических ассоциаций кварца свидетельствует об ассимиляции основным расплавом кислого материала. Именно поэтому в поздних парагенетических ассоциациях в сравнительно

повышенных концентрациях встречаются кварц, биотит, реже — K — Na полевого шпата.

Необходимо отметить, что если в Кохбском массиве фиксируется реакционный ряд цветных минералов от пироксена к роговой обманке и биотиту, то для пород Банушского массива, в соответствии с особенностями их химизма более характерно замещение пироксена непосредственно биотитом. Напомним, что указанный реакционный ряд характерен и для оливиновых габбро 1 фазы Банушского массива, что, по-видимому, свидетельствует об определенном генетическом родстве указанных образований. С другой стороны, отчетливое замещение роговой обманки, пироксена, а также в отдельных случаях магнетита биотитом указывает на усиление, более интенсивное для Банушского массива, в поздние стадии кристаллизации окислительной обстановки среды.

Ход кристаллизации лейкократовых гранитов является как бы продолжением линии кристаллизации пород разных фаз, составу поздних парагенетических ассоциаций которых и соответствует, в целом, их минеральное сложение. Как и в породах ранних фаз внедрения, кристаллизация их начинается с выделения компонента — плагиоклаза. Дальнейшая кристаллизация расплава была направлена в сторону достижения кварц-полевошпатовой эвтектики, в которой широким развитием пользуются пертитовые вроски альбита в ортоклазе. В более поздние стадии, в связи с дальнейшим понижением температуры, происходит распад этой смеси. Причем поскольку составные части анхизвтектического расплава (альбит и ортоклаз) представлены сложно полимеризованными кремнекислородными и алюмокремнекислородными соединениями с высокой степенью поляризации, то поэтому они не могут быть поляризованы со стороны двухвалентных катионов. В результате в анхизвтектическом расплаве затрудняются возможности растворения двухвалентных катионов, в частности, Fe^{2+} и происходит их вынос и отложение. Возможно этим объясняется и присутствие пирита в миароловых пустотах. Несомненно важную роль в этом процессе играют и летучие, обогащенные которыми лейкократовых гранитов фиксируется широким развитием в них миароловых пустот с друзами кварца и K — Na полевого шпата.

В конечную стадию кристаллизации в результате повышения щелочности остаточного расплава и активности сильных катионов происходит увеличение подвижности слабых катионов, в частности, K^+ обуславливающее отчетливую калишпатизацию вмещающих пород.

Ход кристаллизации трондjemитов и плагиоклазитов фазы дополнительных интрузий несколько отличается от порядка кристаллизации других пород, ввиду специфики их химизма. В частности, отчетливо повышенные концентрации кальция, алюминия, натрия и пониженные — железа, магния, калия обуславливают, с одной стороны, широкий временной интервал кристаллизации плагиоклаза и его повышенные содержания, а с другой — отсутствие K — Na полевого шпата и крайне незначительное количество цветных минералов. Кроме того в результате избыточного содержания кремнекислоты нередко происходит выпадение кварца не только в стадию главной кристаллизации, но и в раннемагматическую стадию.

Кристаллизация жильно-магматических пород в целом весьма сходна с порядком кристаллизации лейкократовых гранитов и трондъемитов, почему и специально нами не рассматривается.

Весьма интересным представляется рассмотрение возможных палеотемператур кристаллизации расплавов различного состава. Для этой цели использованы некоторые минерало-геохимические термометры — содержание TiO_2 в акцессорном титаномагнетите (Buddington, Fahey, Vlissidis, 1955) и состав сосуществующих полевых шпатов — двуполевошпатовый геологический термометр (Barth, 1951), причем ввиду ограниченного распространения K-Na полевого шпата в изученных интрузивах возможности применения двуполевошпатового термометра значительно ограничены.

Согласно данным по "магнетитовому термометру" ($TiO_2 = 6,3-13,6\%$) наиболее высокие температуры образования — $750-1000^\circ$ фиксируются для пород Ахпатского массива. Для пород Кохбского массива получены более низкие значения температур кристаллизации, уменьшающиеся от $400-600^\circ$ для пород собственно интрузивной фазы ($TiO_2 = 0,55-3,3\%$), до $400-550^\circ$ для анхизвтектических лейкократовых гранитов ($TiO_2 = 0,72\%$), жильных гранитов ($TiO_2 = 0,86-1,01\%$) и пегматитов ($TiO_2 = 0,62-0,74\%$). Температура образования пород Банушского массива уменьшается от $700-850^\circ$ для оливниновых габбро II фазы ($TiO_2 = 5,2\%$) до $400-700^\circ$ — гранитоиды II фазы ($TiO_2 = 0,78-3,56\%$) и $400-550^\circ$ для лейкократовых гранитов ($TiO_2 = 0,97\%$).

Температуры образования некоторых типов пород, вычисленные по двуполевошпатовому термометру, приведены в табл. 20.

Таблица 20

Вероятные температуры кристаллизации сосуществующих полевых шпатов (по Т. Барту)

Порода; массив	Ab в плагиоклазе	Ab в ортоклазе	Т°С
Гранит эндоконт. фации; Кохбский массив	76 ^x	40	800
Лейк. гранит; Кохбский массив	90	20	500
Пегматит; Кохбский массив	90	15	450
Гранодиорит; Банушский массив	78 ^x	38	750
Лейк. гранит; Банушский массив	92	22	520

^x Ввиду отсутствия сосуществующего с калишпатовым плагиоклазом использован состав плагиоклаза стадии главной кристаллизации.

Полученные результаты дают хорошую сходимость с температурами согласно "магнетитовому термометру" и лишь для биотит-роговообманковых эндоконтактных гранитов Кохбского массива температура по двуполевошпатовому термометру — 800° несколько превышает значение по магнетитовому — 600° .

Насколько же реальны полученные значения температур для расплавов базальтового и гранитного составов? Как показывают экспе-

риментальные данные (Йодер, Тилли, 1965) температура солидуса для различных типов базальтов колеблется в интервале 1025–1060°С при давлении 1 атм., что несколько превышает полученные значения температур (700–850°) для габброидов. Однако, если принять во внимание, что увеличение литостатического давления, а также давления водяного пара ведет к падению температуры кристаллизации, а изученные габброиды сравнительно обогащены водой, то, следовательно, и температура их кристаллизации будет несколько понижена по сравнению с экспериментальными данными. С другой стороны, необходимо учесть, что поскольку выделение магнетита происходит, как правило, в позднемагматическую стадию кристаллизации, то поэтому и полученные значения характеризуют температуру позднемагматической стадии кристаллизации, в то время как кристаллизация минералов раннемагматической стадии происходит несомненно при более высоких температурах – порядка 900–950°.

Что касается температуры кристаллизации лейкократовых гранитов – 500–550°, то она несколько понижена по сравнению с температурой тройного минимума гранитных расплавов – 640–650° при $P_{H_2O} = 400$ атм. (Bowen, 1954; Tuttle, 1955). Однако, поскольку присутствие фтора и воды снижает эту температуру до 550° (Tuttle, Wyllie, 1957), а магма лейкократовых гранитов сравнительно обогащена указанными компонентами, то можно считать полученные значения температур для стадии главной кристаллизации довольно реальными. Температура же кристаллизации в раннемагматическую стадию была, разумеется, несколько выше – порядка температуры тройного минимума гранитных расплавов.

Глава 1У

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Петрохимический анализ интрузивных комплексов ранее был проведен С. И. Баласаняном (1963) и Г. А. Казаряном (1971). Поэтому мы вкратце остановимся лишь на главнейших особенностях их химизма и его эволюции в процессе становления отдельных комплексов.

Петрохимическая характеристика разновозрастных интрузивных комплексов основывается на 54 силикатных анализах (табл. 21-23, фиг. 5-7).

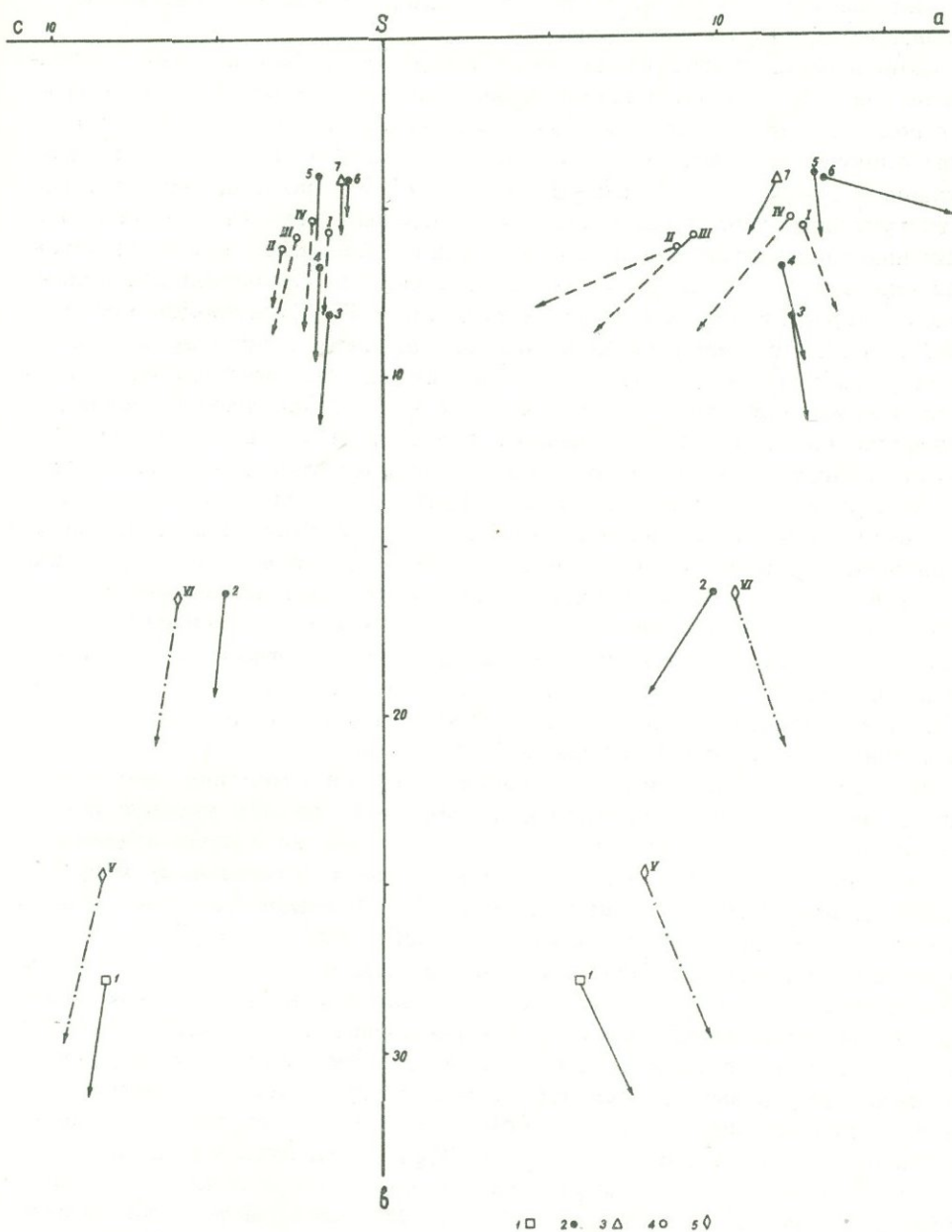
Петрохимия среднеюрского интрузивного комплекса

Среднеюрский интрузивный комплекс сложен рядом пород от габбро (I фаза) до плагиогранитов (II фаза) и даек плагиоаплитов. Как характерную особенность комплекса отметим, что, по классификации А. Н. Заварицкого, плагиограниты относятся к классу пересыщенных SiO_2 пород, умеренно богатых щелочами, а габбро, в отличие от средних типов габбро по Дэли, относятся к классу насыщенных SiO_2 пород.

В процессе формирования Ахпатского массива от габбро к плагиогранитам и далее к дайкам плагиоаплитов наблюдается (табл. 21):

- а) закономерное увеличение кремнекислотности, сопровождающееся отчетливым уменьшением содержаний CaO , MgO , Al_2O_3 , ΣFeO ;
- б) повышение содержаний щелочных алюмосиликатов с возрастанием относительного количества Na_2O в сумме щелочей при общей резко выраженной их натриевой специализации;
- в) уменьшение количества полевошпатовой извести;
- г) увеличение стандартной и общей железистости^х.

$$\begin{aligned} \text{х Стандартная железистость} - f^I &= \frac{\text{FeO} \cdot 100}{\text{FeO} + \text{MgO}} \text{ атом. \%}, \text{ общая} \\ \text{железистость} - f^{II} &= \frac{(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 100}{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}} \text{ атом. \%}. \end{aligned}$$



Фиг. 5. Петрохимическая диаграмма пород Ахпатского массива
 1 - первая фаза; 2 - вторая фаза; 3 - жильные породы; 4 - средние составы плагиогранитов: 1 - Ахпатский массив; II - Шамшадинская группа массивов (Баласанян, 1963); III - Атабек-Славянский массив (Керимов, Абдуллаев, 1964); 1V - Гилинбарский массив (Керимов, Абдуллаев, 1964); 5 - средние составы по Дэли: V - габбро, VI - диориты.

Как мы уже отмечали, в составе Кохбского массива участвуют породы четырех фаз внедрения.

Первая фаза представлена рядом пород от габбро-диоритов до гранитов при резком преобладании разностей тоналитового и кварц-диоритового составов. Как наиболее характерную особенность пород I фазы следует отметить их пониженную щелочность и более резко выраженное преобладание Na_2O над K_2O по сравнению с соответствующими типами по Дэли. Для кварцевых диоритов и тоналитов выявляются широкие вариации содержаний главных породообразующих окислов (табл. 22), что является одним из отличительных признаков гибридных образований (Заварицкий, 1937; Коптев-Дворников, 1953 и др.). При этом среди кварцевых диоритов отчетливо выделяются разности (№ 4, 5, 12, 13) с низким содержанием щелочных алюмосиликатов, некоторые из которых (№ 4, 5) одновременно характеризуются повышенным содержанием полевошпатовой извести (фиг. 6), обусловленным, по-видимому, процессами известковистой ассимиляции.

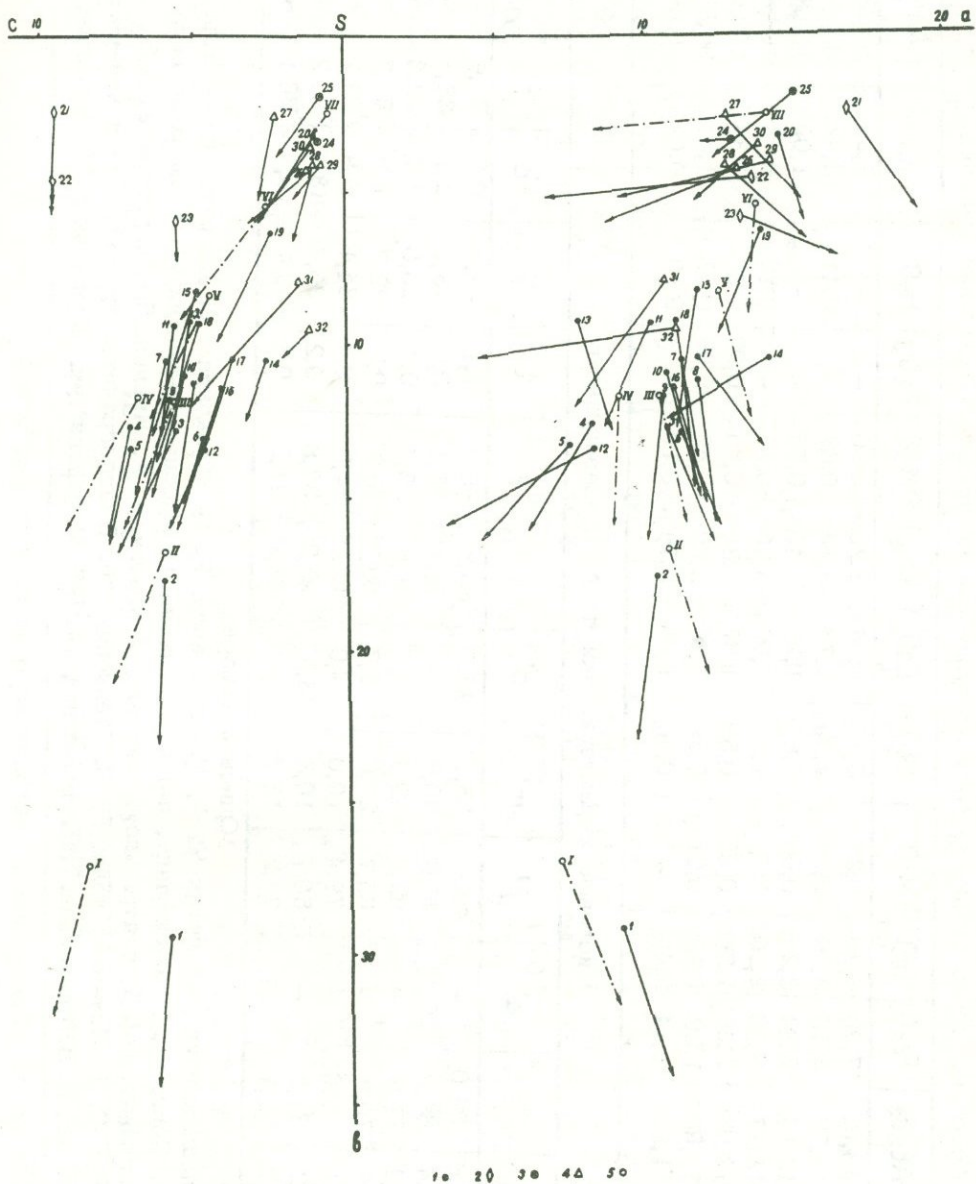
Лейкократовые граниты II фазы характеризуются высоким содержанием щелочных алюмосиликатов ($a = 12.9$ и 15.0), пересыщенностью глиноземом, резко пониженным количеством полевошпатовой извести.

Отличительной особенностью трондьемитов и плагиоклазитов III фазы является резко повышенное содержание в них полевошпатовой извести. В отличие от лейкократовых гранитов II фазы они при повышенном значении щелочных алюмосиликатов характеризуются резким преобладанием Na_2O над K_2O и пониженным значением величины свободного кремнезема (табл. 22).

В целом, в процессе формирования Кохбского массива ввиду наличия двух различных тенденций, отмечается сложная картина изменения химизма. Одна из них — от пород I фазы ко второй и далее — к аплитам и жильным гранитам, соответствует нормальному ходу дифференциации. В этом ряду происходит: а) увеличение кремнекислотности и уменьшение содержания CaO , MgO , FeO б) повышение концентрации щелочных алюмосиликатов и возрастание относительного количества калия в сумме щелочей; в) уменьшение количества полевошпатовой извести; г) увеличение общей железистости. Эта эволюционная линия резко нарушается при переходе к породам III фазы (трондьемиты, плагиоклазиты). В них происходит значительное увеличение содержаний CaO , Al_2O_3 , Na_2O при одновременном уменьшении — SiO_2 и K_2O . Особенности химизма пород III фазы, как и специфика их минерального состава свидетельствуют о заметном участии известковистого материала в формировании отмеченных пород.

Петрохимия предверхнеэоценового интрузивного комплекса

В процессе формирования Банушского массива от оливиновых габбро I фазы к гранодиоритам II фазы и далее к лейкократовым гранитам III фазы наблюдается: а) неуклонное возрастание кремне-



Фиг. 6. Петрохимическая диаграмма пород Кохбского массива. 1 - первая фаза; 2 - третья фаза; 3 - вторая фаза; 4 - жильные породы; 5 - средние типы пород по Дэли: I - габбро; II - диориты, III - кварц. диориты; IV - тоналиты; V - гранодиориты; VI - граниты; VII - аляскиты.

Химические составы пород среднеюрского интрузивного комплекса (Ахпатский массив)

№ 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.	47,97	0,68	16,02	7,90	6,40	0,23	5,50	9,94	2,20	0,60	-	-	2,28	99,72
2.	58,60	0,73	16,55	5,16	3,26	0,28	2,90	3,73	3,94	0,68	-	0,44	3,42	99,69
3.	71,70	0,41	12,13	2,64	3,24	0,09	1,65	1,75	5,40	0,75	-	-	1,09	100,85
4.	72,61	0,71	12,27	3,10	2,20	0,03	1,17	2,00	5,50	0,33	-	0,10	0,78	100,80
5.	73,87	0,28	13,08	2,26	1,56	0,02	0,50	1,67	5,80	0,45	0,05	0,06	1,38	100,98
6.	74,68	0,21	11,96	1,80	0,78	0,01	0,30	2,28	6,00	0,45	0,05	0,02	1,31	99,85
7.	77,80	0,09	11,83	1,14	2,49	-	0,46	1,05	5,75	0,10	-	0,10	0,02	100,83

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ п/п	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a/c	f'	f''
1.	5,9	8,3	27,8	58,0	-	49,2	35,1	15,7	85,3	85,4	1,1	-4,1	0,7	39,6	57,8
2.	10,0	4,7	16,4	68,9	20,4	49,0	30,6	-	90,1	28,1	0,9	13,1	2,1	38,5	60,7
3.	12,3	1,6	8,2	77,9	-	62,0	32,5	5,5	91,6	25,4	0,4	29,0	7,7	52,3	65,3
4.	12,0	1,9	6,8	79,3	-	65,7	27,6	6,7	96,7	36,2	0,7	32,7	6,3	51,7	70,4
5.	13,0	1,9	4,1	81,0	-	79,4	19,0	1,6	95,0	44,5	0,3	34,1	6,8	64,7	80,6
6.	13,3	1,0	4,2	81,5	-	50,7	10,8	38,5	95,2	33,8	0,2	35,4	13,3	61,2	82,5
7.	11,9	1,2	4,2	82,7	9,1	74,2	16,7	-	98,9	21,2	0,1	30,4	9,9	76,1	81,6

Опись анализов

1. Габбро, п-121, Кацоцкский уч., аналитик Н. А. Иванян; колл. Р. Л. Мелконяна. 2. Диорит, эндоконт. часть массива; колл. П. Ф. Сопко. 3. Плагιοгранит, п-126, центр. часть массива, аналитик В. А. Бабаян; колл. Р. Л. Мелконяна. 4. Плагιοгранит, п-125, центр. часть массива, аналитик Н. А. Иванян. 5. Плагιοгранит, обр. 618, Дебедский уч., аналитик С. Г. Чаталян; колл. Р. Л. Мелконяна. 6. Плагιοгранит, обр. 617, Дебедский уч., аналитик С. Г. Чаталян; колл. Р. Л. Мелконяна. 7. Плагιοаплит, обр. 795, Дебедский уч., аналитик С. Г. Чаталян; колл. Р. Л. Мелконяна.

Химические составы пород нижнемелового интрузивного комплекса (Кохбский массив)

№ 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	S	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
1.	48,64	0,60	15,75	7,78	3,37	0,13	8,69	8,93	3,50	0,55	0,07	-	0,30	1,76	100,07
2.	55,29	0,52	17,16	2,71	3,97	0,23	5,47	4,79	4,26	0,40	-	-	0,18	4,12	99,10
3.	61,41	0,32	16,34	2,66	3,23	0,06	3,01	6,37	3,25	2,37	-	-	0,17	1,16	100,35
4.	61,54	0,49	18,66	2,48	3,17	0,07	2,71	5,80	3,06	0,90	-	-	0,10	1,04	100,02
5.	61,77	0,44	18,88	2,45	3,02	0,10	2,41	5,80	2,64	0,87	-	-	0,13	0,92	99,43
6.	61,82	0,70	15,54	4,85	3,43	0,09	2,29	5,33	3,90	1,80	0,11	0,02	0,02	0,76	100,66
7.	62,09	0,80	17,15	2,06	3,85	0,08	2,65	5,19	4,01	1,52	-	-	0,29	0,50	100,19
8.	62,77	0,45	16,73	3,11	2,89	0,06	3,02	4,74	4,50	1,10	0,11	-	0,11	0,31	99,90
9.	62,90	0,60	17,31	4,59	1,44	0,07	2,36	4,89	3,80	1,60	0,11	-	0,08	0,17	99,92
10.	63,05	0,75	16,05	2,54	3,16	0,10	2,61	5,40	3,80	1,62	-	-	0,16	0,79	100,03
11.	63,30	0,72	18,51	1,36	3,38	0,14	1,81	5,45	3,94	0,84	-	-	-	0,40	99,85
12.	65,60	0,55	18,72	0,73	2,95	0,07	1,99	4,07	2,58	1,80	-	-	-	0,52	99,58
13.	67,35	0,50	14,80	2,96	2,49	-	1,90	5,85	3,00	0,75	-	-	0,17	1,05	100,82
14.	63,84	0,57	17,38	2,07	3,11	0,06	1,20	2,25	4,80	2,50	-	-	не об.	2,85	100,63
15.	65,21	0,25	16,38	1,41	2,59	0,06	2,25	4,07	3,95	2,04	0,12	-	0,35	1,03	99,73
16.	64,28	0,65	14,37	3,81	2,58	0,05	2,57	4,48	3,72	1,92	-	-	0,16	1,10	99,69
17.	64,99	0,43	14,50	2,26	3,26	0,06	1,85	5,03	4,00	2,00	0,16	0,04	0,02	0,71	99,31
18.	65,30	0,50	15,43	0,84	3,90	0,06	2,46	4,57	3,70	1,90	0,16	0,03	0,52	1,13	100,50
19.	69,47	0,22	15,20	1,07	2,48	0,03	1,33	2,11	4,30	3,30	0,10	-	0,10	1,00	100,71
20.	74,69	0,19	12,87	1,28	1,01	0,02	0,56	1,08	4,10	4,20	-	-	не обн.	0,62	100,62
21.	57,36	1,12	24,80	0,70	0,44	сл.	0,46	7,73	6,80	0,40	-	-	не обн.	0,74	100,55
22.	59,18	0,68	25,26	0,70	0,44	сл.	0,16	7,43	5,60	0,40	-	-	не обн.	0,86	100,71
23.	66,00	0,29	18,30	2,14	1,53	0,01	0,48	6,00	5,80	0,33	-	-	-	-	100,88
24.	76,07	0,18	11,79	1,87	1,61	0,04	-	0,80	3,15	4,54	-	-	-	0,48	99,80
25.	76,32	0,11	13,41	0,45	0,72	сл.	0,26	0,61	4,10	4,70	-	-	-	0,26	100,94
26.	74,59	0,01	13,65	1,43	0,40	0,10	0,42	1,07	2,96	5,52	-	-	0,12	0,27	100,54
27.	75,95	-	13,39	0,87	0,43	0,01	0,47	2,50	4,90	1,61	-	-	-	0,34	100,47
28.	77,00	0,03	11,77	2,01	0,50	0,10	0,63	1,95	4,88	1,98	-	-	-	-	100,85

Продолжение табл. 22

29.	74,14	следы	15,56	0,55	1,07	сл.	0,30	0,68	3,56	4,81	сл.	-	-	0,28	100,95
30.	74,59	0,14	13,00	1,46	1,04	0,02	0,41	0,91	3,70	4,20	0,05	0,02	не обн.	0,30	99,84
31.	74,04	0,24	12,86	1,60	1,06	0,03	2,00	1,33	2,66	3,84	0,06	-	-	0,58	100,30
32.	73,20	0,24	15,58	1,76	0,95	0,16	0,54	0,99	2,52	4,32	-	-	-	0,20	100,46

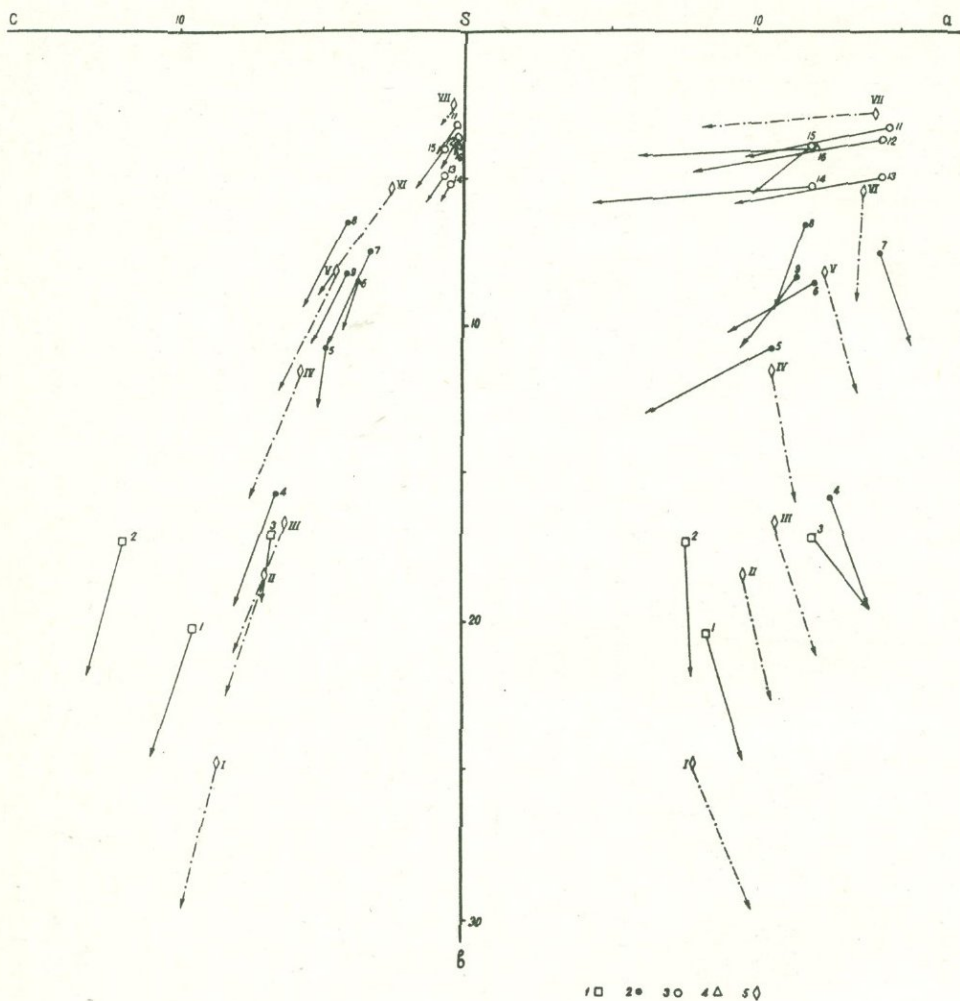
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ п.п.	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	γ	t	Q	a/c	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	f'	f''
1.	9,1	6,0	29,3	55,6	-	33,8	49,8	16,4	91,0	22,7	1,0	13,0	1,5	6,4	17,9	40,2
2.	10,4	6,1	17,6	65,9	8,1	37,1	54,8	-	94,5	36,9	0,7	4,9	1,7	10,6	29,0	39,7
3.	10,7	5,7	12,7	70,9	-	43,5	40,2	16,3	67,5	18,5	0,3	14,7	1,8	1,4	37,3	51,3
4.	8,2	7,2	12,6	72,0	21,7	41,9	36,4	-	83,0	17,0	0,5	20,4	1,1	3,4	37,6	53,2
5.	7,4	7,2	13,3	72,1	30,5	38,4	31,1	-	81,1	15,8	0,4	22,2	1,0	3,0	41,6	55,0
6.	11,2	4,8	13,0	71,0	-	56,9	30,0	13,1	76,8	31,6	0,8	14,8	2,3	2,2	45,1	65,3
7.	11,2	6,0	10,5	72,3	-	52,6	43,4	4,0	80,2	32,5	0,9	16,2	1,9	2,6	44,6	54,5
8.	11,7	5,1	11,2	72,0	-	48,4	45,4	6,2	85,9	23,3	0,6	15,5	2,3	4,1	35,1	51,3
9.	10,6	5,9	11,7	71,8	5,8	46,0	48,2	-	78,3	33,7	0,7	16,5	1,8	2,4	25,6	57,4
10.	10,7	5,4	10,9	73,0	-	48,4	40,9	10,7	78,2	20,1	0,9	19,2	2,0	2,3	40,3	53,9
11.	10,2	6,7	9,3	73,8	16,4	50,0	33,6	-	87,6	25,3	0,8	20,5	1,5	4,7	51,1	59,1
12.	8,2	4,8	13,4	73,6	50,0	25,0	25,0	-	68,6	4,0	0,6	26,0	1,7	1,4	45,1	49,5
13.	7,7	6,2	9,2	76,9	-	54,1	34,8	11,1	85,7	28,2	0,5	32,2	1,2	4,0	42,7	60,8
14.	14,1	2,7	10,5	72,7	35,1	54,4	19,5	-	74,0	16,9	0,6	14,5	5,2	1,9	58,9	69,6
15.	11,7	5,0	8,2	75,1	6,7	46,2	47,1	-	75,3	15,1	0,3	21,8	2,3	1,9	39,2	49,1
16.	10,0	4,2	11,3	73,6	-	50,6	38,0	11,4	75,0	28,9	0,7	21,2	2,6	1,9	36,0	56,7
17.	11,7	3,8	10,4	74,1	-	48,3	30,1	21,6	75,6	18,3	0,4	21,0	3,1	2,0	49,4	61,4
18.	11,0	4,9	9,3	74,8	-	47,8	44,8	7,4	75,0	7,4	0,5	22,7	2,2	1,9	46,9	51,2
19.	13,9	2,5	6,3	77,3	14,7	50,5	34,8	-	66,3	14,7	0,2	24,3	5,5	1,3	50,3	59,2
20.	14,5	1,0	3,2	81,3	-	64,0	28,0	8,0	59,4	32,0	0,2	32,6	14,5	1,0	50,0	68,2
21.	16,8	9,5	2,4	71,3	-	42,4	33,4	24,2	96,5	24,2	1,4	-0,5	1,8	17,0	34,3	56,0
22.	13,6	9,6	4,6	72,2	68,7	25,0	6,3	-	95,7	12,5	0,9	7,6	1,4	14,0	60,0	80,0
23.	13,2	5,8	5,9	75,3	-	54,7	12,8	32,5	97,0	30,2	0,4	18,6	2,3	17,6	63,6	79,6

												Продолжение табл. 22				
24.	12,9	0,9	3,4	82,8	11,5	88,5	-	-	51,5	46,1	0,1	38,9	14,3	0,69	-	-
25.	15,0	0,7	1,9	82,4	26,7	53,3	20,0	-	56,9	20,0	0,1	34,1	21,3	0,87	62,6	72,7
26.	13,1	1,2	4,3	81,4	45,4	37,9	16,7	-	48,0	27,2	-	35,4	10,9	0,54	37,5	70,6
27.	12,6	2,3	2,5	82,6	-	46,2	28,2	25,6	82,3	30,7	-	37,7	5,5	3,0	35,3	62,1
28.	12,7	1,1	4,2	82,0	-	48,5	24,2	27,3	78,8	36,4	-	37,5	11,5	2,5	31,8	67,4
29.	14,2	0,8	4,1	80,9	52,4	36,5	11,1	-	52,8	12,7	-	32,6	17,7	0,74	68,2	76,6
30.	13,8	1,1	3,5	81,6	22,2	59,3	18,5	-	57,2	33,4	0,2	34,5	1,3	0,88	58,3	76,2
31.	10,7	1,5	7,9	79,9	30,9	28,4	40,7	-	51,8	16,2	0,2	36,9	7,1	0,69	23,1	58,8
32.	11,0	1,2	9,5	78,3	66,2	25,0	8,8	-	46,5	14,8	0,2	33,4	9,2	0,58	50,0	72,9

Опись анализов

1. Габбро-диорит, южнее сел. Техут; колл. Г. А. Казаряна. 2. Диорит, колл. С. И. Баласаняна (1963). 3. Кв. диорит; колл. В. Г. Грушевого (1938). 4. Кв. диорит; колл. С. И. Баласаняна (1963). 5. Кв. диорит; колл. С. И. Баласаняна (1963). 6. Тоналит, обр. 371, вост. эндоконтакт. часть массива, аналитик С. Г. Чаталян; колл. Р. Л. Мелконяна. 7. Кв. диорит; колл. И. Г. Магакьяна (1954). 8. Кв. диорит, запад. эндоконт. часть массива; колл. Г. А. Казаряна (1971). 9. Кв. диорит, по дороге Арчис-Айрум; колл. Г. А. Казаряна (1971). 10. Кв. диорит; колл. В. Г. Грушевого (1938). 11. Кв. диорит; колл. С. И. Баласаняна (1963). 12. Кв. диорит; колл. С. И. Баласаняна (1963). 13. Кв. диорит, обр. 767, сев. эндоконт. часть массива, аналитик С. Г. Чаталян; колл. Р. Л. Мелконяна. 14. Гранодиорит, обр. 650г, Чочканский уч., аналитик С. Г. Чаталян; колл. Г. А. Казаряна. 15. Гранодиорит; колл. А. Л. Додина (1935). 16. Гранодиорит, Цахкашатский массив; колл. О. С. Степаняна (1945). 17. Гранодиорит, обр. 608, Цахкашатский массив, центр. часть, аналитик С. Г. Чаталян; колл. Р. Л. Мелконяна. 18. Гранодиорит, обр. 600, Цахкашатский массив, центр. часть, аналитик С. Г. Чаталян; колл. Р. Л. Мелконяна. 19. Гранит, Чочканский уч; колл. Г. А. Казаряна. 20. Гранит, обр. 407, Чочканский участок; аналитик В. А. Бабаян; колл. Р. Л. Мелконяна. 21. Плагноклазит, обр. 438, к ЮВ от сел. Техут, аналитик Н. А. Иванян; колл. Р. Л. Мелконяна. 22. Плагноклазит, обр. 441, к ЮВ от сел. Техут, аналитик Н. А. Иванян; колл. Р. Л. Мелконяна. 23. Трондьемит, обр. 453, к ЮВ от сел. Техут, аналитик В. А. Бабаян; колл. Р. Л. Мелконяна. 24. Лейкократ. гранит, Чочканский участок, колл. Г. А. Казаряна (1971). 25. Лейкократ. гранит, обр. 413, Чочканский участок, аналитик М. М. Языджян; колл. Р. Л. Мелконяна. 26. Аплит, окр. сел. Кохб; колл. Г. А. Казаряна (1971). 27. Плагноаплит, окр. сел. Кохб; колл. Г. А. Казаряна (1971). 28. Плагногранит, окр. сел. Шнох; колл. Г. А. Казаряна (1971). 29. Жильный гранит, Чочканский участок, колл. Г. А. Казаряна (1971). 30. Жильный гранит, обр. 629, Чочканский уч., аналитик С. Г. Чаталян; колл. Р. Л. Мелконяна. 31. Жильный гранит, Чочканский участок; колл. Г. А. Казаряна (1971). 32. Жильный гранит, Чочканский участок; колл. Г. А. Казаряна (1959).



Фиг. 7. Петрохимическая диаграмма пород Банушского массива
 1 - первая фаза; 2 - вторая фаза; 3 - третья фаза; 4 - жильные породы; 5 - средние типы по Дэли: I - габбро, II - кварц. габбро; III - диорит; IV - кварц. диорит; V - гранодиорит; VI - гранит; VII - аляскит.

Химические составы пород предверхнеоценового интрузивного комплекса (Банушский массив)

№ 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	S	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
1.	51,64	0,83	19,30	3,29	5,75	0,19	4,90	9,44	2,70	1,25	0,18	не обн.	0,18	0,88	99,73
2.	51,91	0,11	21,57	3,07	6,10	0,06	4,32	9,24	2,56	0,98	-	-	-	0,11	100,03
3.	52,78	0,99	17,81	4,05	6,10	0,13	2,21	7,76	4,50	0,88	-	-	0,04	2,80	100,05
4.	55,16	0,89	18,67	4,62	3,41	0,13	3,44	7,00	4,10	2,30	-	-	не обн.	0,56	100,28
5.	64,50	0,46	18,09	3,04	1,66	0,02	1,35	3,91	4,14	0,86	-	-	-	2,80	100,83
6.	66,48	0,38	16,34	1,55	2,77	0,68	0,87	3,04	4,05	2,20	-	-	0,22	2,08	100,66
7.	65,44	0,33	15,55	2,62	1,80	сл.	1,42	3,70	4,40	3,10	-	-	0,74	0,38	99,48
8.	66,24	0,43	15,05	1,60	2,48	0,05	1,12	3,32	3,37	2,70	0,09	0,31	0,56	2,12	99,44
9.	67,53	0,53	16,09	2,10	3,06	0,05	1,18	3,43	3,50	2,70	0,18	0,20	0,22	0,16	100,93
10.	74,42	-	12,69	3,89	0,27	0,03	0,10	0,54	3,70	3,42	-	-	0,13	0,73	99,92
11.	75,44	0,08	13,24	1,13	0,44	-	0,20	0,35	4,00	4,26	-	-	-	0,59	99,73
12.	75,76	0,13	13,61	0,79	0,18	-	0,25	0,23	4,37	3,92	-	0,04	0,18	0,74	100,20
13.	74,44	0,22	13,61	2,34	0,14	сл.	0,30	0,63	3,70	4,00	-	-	0,10	0,62	100,10
14.	76,67	0,11	13,42	0,89	0,14	сл.	0,20	0,42	3,60	3,30	-	-	0,12	0,72	99,59
15.	77,52	0,11	11,04	2,59	0,29	сл.	0,40	0,56	3,30	3,70	-	-	0,06	0,53	100,10
16.	77,98	сл.	12,03	1,39	0,22	сл.	0,07	0,18	3,42	3,80	0,01	-	0,25	0,96	100,31

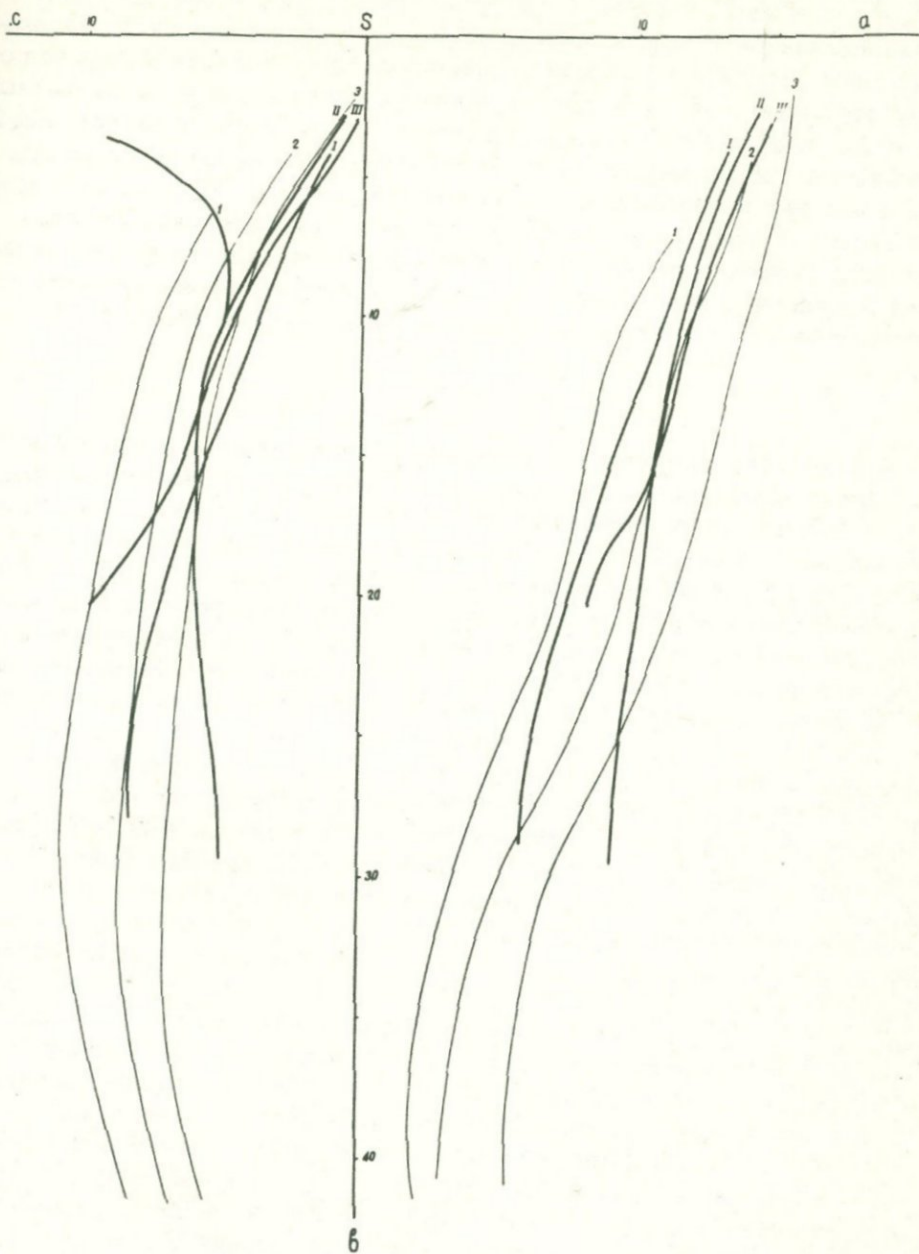
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ п.п.	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n	g	t	Q	a/c	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	f'	f''
1.	8,3	9,3	20,3	62,1	-	44,0	42,6	13,4	75,8	14,8	1,1	-1,7	0,9	2,2	39,8	50,2
2.	7,6	11,7	17,3	63,4	-	52,6	45,3	2,1	78,8	16,1	0,1	-0,1	0,6	2,6	44,3	53,4
3.	12,0	6,6	17,1	64,3	-	57,4	23,2	19,4	87,9	21,1	1,4	-2,0	1,8	5,1	60,7	71,0
4.	12,6	6,5	15,7	65,2	-	47,8	37,9	14,3	73,3	25,9	1,2	-1,3	1,9	1,8	35,6	55,3
5.	10,5	4,8	10,7	74,0	39,7	39,1	21,2	-	87,0	24,3	0,5	22,2	2,2	4,8	41,2	64,9
6.	12,0	3,7	8,5	75,8	28,8	54,4	16,8	-	73,8	16,0	0,4	23,9	3,2	1,8	65,0	73,7
7.	14,3	3,3	7,5	74,9	-	51,8	31,8	16,4	68,2	29,1	0,3	17,9	4,3	1,4	41,7	61,9

8.	11,7	4,1	6,5	77,7	10,7	60,2	29,1	-	65,1	21,5	0,4	27,9	2,8	1,2	56,4	67,1
9.	11,4	4,1	8,3	76,2	19,5	56,9	23,6	-	65,9	21,1	0,5	25,5	2,8	1,3	59,7	70,4
10.	12,5	0,7	6,1	80,7	40,9	55,9	3,2	-	62,5	51,6	-	35,7	17,8	1,1	57,2	94,6
11.	14,6	0,4	3,2	81,8	49,0	40,8	10,2	-	58,5	28,6	0,1	44,0	36,5	0,94	54,6	80,0
12.	14,4	0,3	3,6	81,7	65,4	23,7	10,9	-	63,1	18,2	0,1	34,3	48,0	1,1	33,4	68,5
13.	14,4	0,7	4,9	80,0	52,0	38,9	9,1	-	58,8	36,4	0,2	30,5	20,5	0,92	22,2	81,1
14.	12,0	0,5	5,2	82,3	76,5	17,3	6,2	-	62,3	14,8	0,1	40,1	24,0	1,1	28,6	66,7
15.	12,0	0,6	3,8	83,6	20,7	62,1	17,2	-	57,6	62,0	0,1	42,6	20,0	0,70	28,6	78,2
16.	12,2	0,3	3,9	83,6	62,3	34,4	3,3	-	57,9	29,5	-	42,5	40,7	0,9	60,0	91,4

Опись анализов

1. Оливиновое габбро, обр. 226, вост. эндоконт. часть массива, аналитик Н. И. Иванян; колл. Р. Л. Мелконяна. 2. Габбро, колл. С. И. Баласаняна (1963). 3. Кв.габбро-диорит, Болнисский участок, колл. С. И. Баласаняна (1963). 4. Диорит, обр. 343, истоки р. Бануш, аналитик А. А. Петросян; колл. Р. Л. Мелконяна. 5. Кв.диорит; колл. С. И. Баласаняна (1956). 6. Гранодиорит; колл. С. И. Баласаняна (1963). 7. Гранодиорит, обр. 353, Лалварский массив, аналитик А. А. Петросян; колл. Р. Л. Мелконяна. 8. Гранодиорит, обр. 764, Лалварский массив, аналитик Н. И. Иванян; колл. Р. Л. Мелконяна. 9. Гранодиорит, обр. 363, Лалварский массив, аналитик Н. А. Иванян; колл. Р. Л. Мелконяна. 10. Лейкократ. гранит; колл. А. Л. Додина (1935). 13. Лейкократ. гранит, обр. 248, к СЗ от ур. Учкилиса, аналитик С. Г. Чаталян; колл. Р. Л. Мелконяна. 14. Лейкократ. гранит, обр. 221, к СЗ от ур. Учкилиса, аналитик С. Г. Чаталян; колл. Р. Л. Мелконяна. 15. Лейкократ. гранит обр. 292, верховья р. Бануш, аналитик С. Г. Чаталян; колл. Р. Л. Мелконяна. 16. Аплит, р-н сел. Бардадзор колл. Г. А. Казаряна (1971).



Фиг. 8. Вариационная диаграмма средних химических составов пород разновозрастных массивов. 1 - Ахпатский массив; II - Кохбский массив; III - Банушский массив, 1 - тип Мартиника; 2 - тип Лассен-Пик; 3 - тип Йелоустонского парка.

кислотности пород при одновременном уменьшении содержаний CaO , Al_2O_3 , $\llcorner \text{FeO}$, MgO б) увеличение содержаний щелочных алюмосиликатов и возрастание роли калия в сумме щелочей; в) значительное уменьшение величины полевошпатовой извести и переход от ряда нормальных пород к плюмазитовому, начинающийся от кварцевых диоритов II фазы; г) резкое увеличение общей железистости (табл. 23). Отмеченные закономерности, проявляющиеся при переходе от ранних основных фаз к поздним, более кислым, в пределах II фазы не выдерживаются. К тому же гранодиориты II фазы обнаруживают широкие вариации петрохимических параметров. При этом характер этих изменений отклоняется от известных закономерностей, проявляющихся при гибрилизме исходной гранитной магмы (Коптев-Дворников, 1953).

В ы в о д ы

Анализ петрохимических особенностей интрузивных комплексов позволяет наметить ход их эволюции, а также роль различных процессов в формировании отдельных массивов. В этом аспекте сопоставление характера изменений петрохимических особенностей разновозрастных массивов от ранних фаз к поздним, в целом, свидетельствует об их идентичности — увеличении содержания щелочных алюмосиликатов, количества свободной кремнекислоты, железистости и уменьшении количества полевошпатовой извести и железо-магниевого компонента. В то же время величины отдельных петрохимических параметров, как и темп тех или иных их изменений, в разновозрастных массивах отчетливо различаются друг от друга. Поэтому на петрохимических диаграммах вариационные линии отдельных интрузивных комплексов четко различаются по своему положению, располагаясь между известково-щелочными ассоциациями Мартиника и Лассен-Пик (фиг. 8). Отклонение начальных членов вариационных линий среднеюрского и нижнемелового комплексов в сторону сравнительно кислых и щелочных образований свидетельствует о немаловажной роли процессов ассимиляции кислого материала в их формировании. С другой стороны, резко повышенные значения величины полевошпатовой извести в плагиоклазитах и трондjemитах (III фаза) Кохбского массива, наряду с особенностями их минерального сложения, указывают на определяющую роль в их образовании процессов известковистой ассимиляции.

Особенности химизма разновозрастных интрузивных комплексов, как и характер изменений их петрохимических параметров, с учетом конкретной геологической обстановки, свидетельствуют о реальности процессов гибрилизма и их влиянии на становление разноформационных интрузивных комплексов. Существенные колебания петрохимических параметров разновозрастных однотипных пород указывают на значительную контаминированность исходного расплава. Если же учесть вышеотмеченные петрохимические особенности разновозрастных комплексов, в частности, пониженную их общую щелочность, отчетливое преобладание Na_2O над K_2O , а также габбровый состав пород ранних фаз (с наличием оливина), то наиболее вероятным представляется принятие базальтового состава исходной магмы, ассимилировавшей на разных уровнях и с различной интенсивностью кислый материал субстрата.

Г л а в а У

МИНЕРАЛОГИЯ

Породообразующие минералы

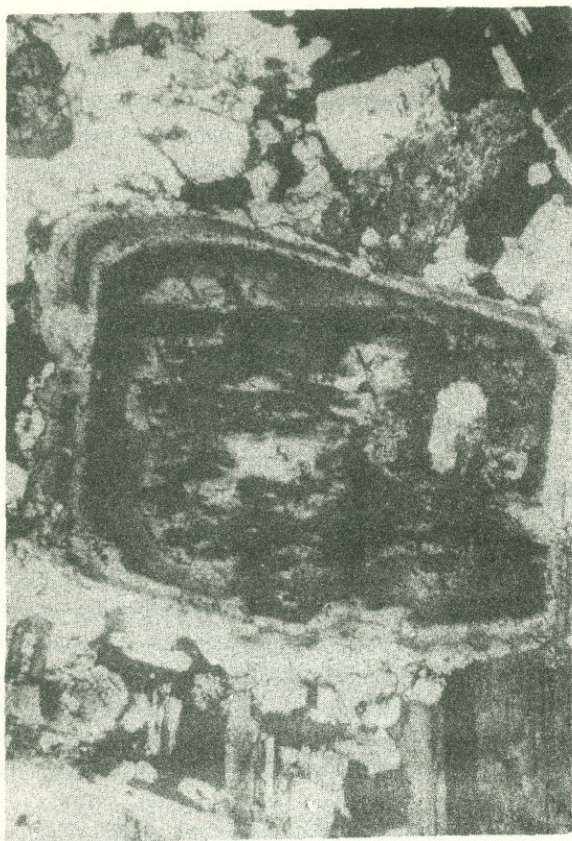
Плаггиоклаз. Является наиболее широко распространенным минералом пород различных фаз и фаций отдельных массивов. Сопоставление его составов, форм выделений, типов, ассоциирующих с ним породообразующих минералов, указывает на закономерное изменение отмеченных особенностей как в ходе кристаллизации пород определенного состава, так и в процессе становления отдельных массивов от ранних фаз к поздним.

Во всех типах пород плаггиоклаз представлен зернами двух или трех генераций, причем плаггиоклаз-1 образует, как правило, порфиroidные зональные выделения, краевые зоны которых, отчетливо корродирующие центральные участки (фиг. 9), вместе с самостоятельными зернами аналогичного состава, относятся к плаггиоклазу второй генерации.

Кристаллизация плаггиоклаза происходит в широком временном интервале, начиная от раннемагматической стадии (плаггиоклаз-1) и завершаясь обычно в стадию главной кристаллизации (плаггиоклаз-II). В отдельных типах пород выделение плаггиоклаза продолжается и в позднемагматическую стадию (плаггиоклаз-III).

Как следует из полученных данных, состав плаггиоклаза в процессе кристаллизации магматического расплава изменяется в довольно широких пределах, причем максимальные различия в составе ранних и поздних генераций плаггиоклаза отмечаются, как правило, в наиболее основных разностях пород - в габброидах Ахпатского массива (№ 62-38) и особенно в оливиновых габбро Банушского массива (№ 84-48).

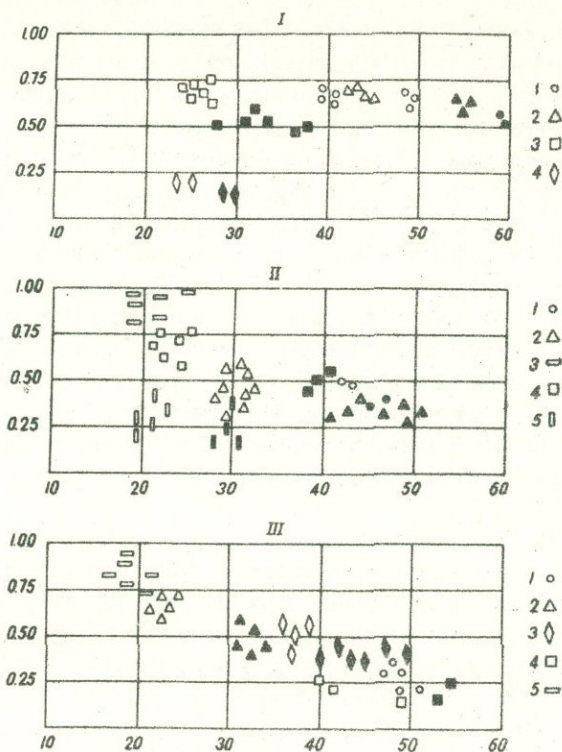
Широкий временной и температурный интервал кристаллизации плаггиоклазов определенным образом сказывается и на степени их упорядоченности. Как следует из полученных данных (фиг. 10), в процессе кристаллизации отдельных типов пород различных массивов наблюдается отчетливое увеличение упорядоченности плаггиоклаза от ранних интрателлурических порфиroidных выделений к поздним. Ины-



Фиг. 9. Коррозия центральных зон порфировидных выделений плагиоклаза - 1, краевыми зонами; тоналиты Кохбского массива. Ник. X. Ув. 20

ми словами, можно говорить о смене высокотемпературных серий низкотемпературными. При этом наибольшая упорядоченность отмечается для плагиоклазов из лейкократовых гранитов дополнительных интрузий Кохбского (0,8-1,0) и Банушского (0,75-0,90) массивов, что, кстати, полностью согласуется и с результатами определения возможных температур их кристаллизации, полученным по минерало-геохимическим термометрам. На первый взгляд, противоречивые данные получены для плагиоклазов из даек раннего этапа Ахпатского и Кохбского массивов, которые характеризуются наименьшей упорядоченностью (соответственно 0,10-0,20 и 0,15-0,40). Однако, отмеченное обстоятельство, по всей вероятности, обусловлено не более высокой температурой их кристаллизации, по сравнению с плагиоклазами из пород ранних фаз, а более быстрым их охлаждением, воспрепятствовавшим процессам их упорядочения.

К - Na полевой шпат является не характерным для изученных массивов минералом. В породах Ахпатского массива полностью отсутствует. В Кохбском массиве присутствует в тоналитах и кварцевых диоритах (3,8%), гранодиоритах (9,4%) и гранитах (26,8) эндоконтактной фации, в лейкократовых гранитах (35,7%) и в жильных образованиях. В Банушском массиве отмечается в диоритах (ед. з.), кварце-



Фиг. 10. Состав - степень упорядоченности плагиоклазов разновозрастных массивов. I - Ахпатский массив: 1. габбро, 2. кварц. диориты, 3 - плагиограниты. II - Кохбский массив: 1 - габбро-диориты, 2. - тоналиты, кварц.диориты; 3 - лейкократовые граниты; 4. тронджемиты, плагиоклазиты, 5 - жильные граниты. III - Банушский массив: 1. оливинное габбро; 2. гранодиориты, 3. диориты, 4. кварц. диориты, 5. лейкократовые граниты. Зелитные знаки - ранние генерации, полые знаки - поздние генерации.

вых монцо-диоритах (8,9%), гранодиоритах (12%), лейкократовых гранитах (43,1%) и в жильных образованиях.

В породах различных фаз и фаций Кохбского и Банушского массивов $K-Na$ полевой шпат выделяется, как правило, в позднемагматическую стадию кристаллизации, характеризующуюся сравнительным накоплением щелочей, кремнекислоты и летучих. Именно этим обстоятельством объясняется резкий ксеноморфизм его зерен, приуроченность к стыку ранее выделившихся минералов, либо характерное нарастание его на краевые зоны плагиоклаза. В лейкократовых гранитах и дайковых образованиях $K-Na$ полевой шпат выпадает в стадию главной кристаллизации.

Величина их угла $2V$ в породах различных фаз и фаций Кохбско-

го и Банушского массивов (табл. 24) свидетельствует об их пертитовом состоянии, причем в лейкократовых гранитах выявляется их криптопертитовое сложение (пертиты распада), а в других породах они, как правило, представлены субмикроскопическими разностями. При этом фазы пертитов, судя по величине угла оптических осей ($-2V = 50^\circ$), представлены почти чистыми конечными членами.

Согласно оптическим константам (табл. 24), **K-Na** полевые шпаты, по номенклатуре А. С. Марфунина (1962), относятся к высоким ортоклаз-пертитам. В единичных случаях, в лейкократовых и жильных гранитах Кохбского массива отмечается присутствие промежуточного ортоклаза ($-2V = 66^\circ$ и 77°). Степень триклинной упорядоченности **K-Na** полевых шпатов увеличивается от пород ранних фаз к поздним. В породах Банушского массива эта закономерность не выдерживается и в них в целом характеризуется низкими значениями триклинной упорядоченности. Интересно отметить, что лейкократовые граниты Кохбского и Банушского массивов отчетливо различаются по степени триклинной упорядоченности (соответственно 0,30-0,55 и 0,13-0,20).

Определение рентгеновской триклинности ($\Delta\rho$) для некоторых пород Кохбского и Банушского массивов дало следующие результаты. На дифрактограммах **K-Na** полевых шпатов из лейкократовых гранитов Кохбского массива наблюдается отчетливое расширение пика 131, свидетельствующее о наличии триклинной фазы ($\Delta\rho = 0,65$). В то же время **K-Na** полевой шпат из пегматитов, судя по отсутствию расширения пика 131, представлен существенно моноклинной разностью. Следует отметить, что как и по степени триклинной упорядоченности, **K-Na** полевой шпат из лейкократовых гранитов Банушского массива, в отличие от Кохбского, характеризуется более низкой рентгеновской триклинностью ($\Delta\rho = 0,5$).

Определение составов **K-Na** полевых шпатов по данным дифрактограмм^x, свидетельствует о значительном преобладании калиевого компонента в разностях из лейкократовых гранитов и пегматитов (78-85%), по сравнению с таковыми из тоналитов и гранодиоритов Кохбского массива и гранодиоритов Банушского массива (60-65%).

В заключение отметим, что согласно С. И. Баласаняну (1963), **K-Na** полевые шпаты из лейкократовых гранитов относятся не к ортоклазу, а к микроклину (в 9-ти случаях из 10). Однако приведенные значения угла $Nm \perp (001)$, колеблющиеся в пределах $12-18^\circ$ (в 8-и случаях из 10), позволяют усомниться в правильности замеров, поскольку, согласно А. С. Марфунину (1962), возможность отмеченных значений угла "следует считать по меньшей мере не доказанной".

^x Условия съемки: дифрактометр УРС-50 ИМ, напряжение на трубке 40 В, сила тока 10 А, скорость счетчика $0,5^\circ/\text{мин.}$, скорость ленты 1200 мм/час, сняты углы $20-32^\circ$. Аналитик Э. Х. Хуршудян.

Оптические константы К-Na полевых шпатов
Кохбского и Банушского массивов

Массив; порода	I (001)			-2V	Стр ^{xx}
	Ng	Nm	Np		
Кохбский					
Тоналит; обр. 371	90	4	86	54	0,25
Кварц. диорит; обр. 432	90	3	87	52	0,20
Гранодиорит; обр. 609	90	5	85	54	0,25
" " " " "				56	0,30
Лейк. гранит; обр. 413	90	9	81	56	0,30
Лейк. гранит; обр. 412	90	2	88	66	0,55
Лейк. гранит; обр. 412/1	90	7	83	58	0,35
Жильный гранит; обр. 118	90	8	82	77	0,82
Аплит; обр. 90	89	6	84	54	0,25
" " " " "				56	0,30
Банушский					
Гранодиорит; обр. 290/2	90	8	82	52	0,20
" " " " "				54	0,25
" " " " "				56	0,30
Гранодиорит; обр. 764	90	6	84	52	0,20
" " " " "				54	0,25
Гранодиорит; обр. 363	90	7	83	52	0,20
" " " " "				54	0,25
Кварц. монцо-диорит; обр. 330	89	5	85	52	0,20
Лейк. гранит; обр. 280	90	8	82	52	0,20
Лейк. гранит; обр. 247	90	6	84	52	0,20
Лейк. гранит; обр. 221	90	7	83	52	0,20
" " " " "				49	0,13

^x Величина 2V для всех минералов определялась только по двум выходам оптических осей.

^{xx} Степень триклинной упорядоченности вычислена по формуле
Стр = 0,025 (2v-44) (Марфуни, 1962).

Роговая обманка является наиболее распространенным цветным минералом пород изученных массивов.

В кварцевых диоритах и плагиогранитах Ахпатского массива роговая обманка представлена длиннопризматическими зернами, которые обычно замещены (особенно интенсивно в плагиогранитах) хлоритом, реже карбонатом и сфеном. Цвет - зеленый, плеохроизм отчетливый: по Ng - зеленый, Nm - зеленоватый с желтым оттенком, Np - желтый, светлый желтовато-зеленый. Оптические свойства и некоторые особенности состава роговых обманок Ахпатского массива приведены в табл. 25. Согласно полученным данным, они характеризуются низкой железистостью и высокой магниальностью^x

^x Общая железистость (f^{''}) определялась по диаграмме В. С.

Оптические свойства и состав роговых
обманок Ахпатского массива

Породы	-2V	cNg	Ng ^{1x}	Np ¹	Ng ¹ -Np ¹	f ¹¹	"M"
Кварцевый диорит, обр. 503	82°	20°	1,658	1,635	0,023	25	76
Кварцевый диорит, обр. 506	80°	19°	1,659	1,637	0,022	26	76
Плагиигранит, обр. 526	-	-	1,661	1,641	0,020	28	74
Плагиигранит, обр. 501	-	-	1,661	1,640	0,021	28	74
Плагиигранит, обр. 502	80°	18°	1,659	1,635	0,024	26	76
Плагиигранит, обр. 497	-	-	1,658	1,636	0,022	25	76

^x Показатели преломления минералов определены с точностью $\pm 0,002$.

В Кохбском массиве, в частности, в кварцевых диоритах и тоналитах выделяются две ее генерации. Роговая обманка I образует нередко идиоморфные, призматические кристаллы, часто сдвойникованные, в то время как роговая обманка II представлена, как правило, неправильной формы зернами. В пироксен-роговообманковых кварцевых диоритах эндоконтактовой фации замещает диопсид. Нередко, в свою очередь, замещается биотитом, хлоритом, реже - карбонатом.

Роговые обманки из пород Кохбского массива окрашены в различные оттенки зеленого цвета, причем разности поздних генераций характеризуются более темными оттенками. Плеохроизм интенсивный, по Ng - буровато-зеленый, по Nm - зеленовато-желтый, зеленоватый, по Np - светло-зеленый, светло-желто-зеленоватый.

Как следует из оптических данных (табл. 26), роговые обманки из пород различных фаз и фаций Кохбского массива характеризуются низкой железистостью и высокой магнезиальностью. Наиболее низкие значения железистости - 25-28%, при наибольших его вариациях (25-36%), отмечаются в эндоконтактовых кварцевых диоритах, однако, для пород различных фаз и фаций резких различий в его величинах не фиксируется.

Роговые обманки из кварцевых диоритов и тоналитов довольно близки между собой и по своему химизму (табл. 27). Согласно классификации У. А. Дира и др. (1965), рассмотренные разности относятся к ряду кальциевых амфиболов и попадают в поле обыкновенных роговых обманок.

В Банушском массиве роговая обманка встречается как в эндоконтактовых диоритах и кварцевых диоритах, так и в гранодиоритах главной фации. В породах эндоконтактовой фации отмечаются две ее генерации, одна из которых замещает вкрапленники моноклинного пироксена, а другая - в виде мелких зерен участвует в сложении основной массы. Цвет - обычно зеленый, в эндоконтактовых частях

Соболева (1950), магнезиальность - "M" = $\frac{100 \text{ Mg}}{\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}}$
по диаграмме У. А. Дира и др. (1965).

Таблица 26

Оптические свойства и некоторые особенности
состава роговых обманок Кохбского массива

Породы	-2V	cNg	Ng'	Np'	f''	"M"
Кв. диорит (Px - Hr), обр. 52	84°	20°	1,653	1,632	25	76
Кв. диорит (Bi - Hr), обр. 374	82°	20°	1,661	1,637	28	74
Кв. диорит (Bi - Hr), п-13	80°	17°	1,666	1,643	34	70
Кв. диорит (Hr - Bi), обр. 14	80°	16°	1,668	1,644	36	68
Тоналит, п-88	78°	16°	1,672	1,646	40	65
Тоналит, обр. 397	80°	17°	1,668	1,643	36	68
Тоналит, обр. 120	82°	16°	1,664	1,641	32	72
Гранодиорит, обр. 128	80°	18°	1,663	1,639	30	73
Гранодиорит, обр. 600	80°	19°	1,665	1,640	32	72
Гранодиорит, обр. 609	78°	20°	1,667	1,643	35	69
Гранодиорит, обр. 404	78°	19°	1,666	1,643	34	70
Гранит, п-105	78°	15°	1,665	1,641	32	72
Гранит, обр. 407/2	80°	17°	1,663	1,640	30	73
Жильный гранит, обр. 405	80°	20°	1,663	1,638	30	73
Жильный гранит, п-30	78°	18°	1,668	1,645	36	68
Плагиигранит-порфир, п-42	82°	20°	1,662	1,641	30	72
Пегматит, обр. 375	80°	18°	1,668	1,642	36	68

Таблица 27

Химический состав роговой обманки из кварцевого диорита (п-13) и тоналита (п-88) Кохбского массива

№ обр. Окислы	п-13	п-88	Количество ионов в пересчете на 24 (O, OH)			
SiO ₂	44,28	45,58	6,59	8,06	6,66	8,18
TiO ₂	1,40	1,75	1,47		1,52	
Al ₂ O ₃	9,12	10,15	0,12	5,00	0,23	5,00
Fe ₂ O ₃	2,84	3,10	0,16		0,19	
FeO	10,78	12,06	0,30		0,33	
MnO	0,52	0,40	1,34		1,47	
MgO	13,67	12,55	3,02		2,60	
CaO	12,80	11,24	0,06	2,55	0,05	2,22
Na ₂ O	1,16	1,38	0,34		0,40	
K ₂ O	0,85	0,70	2,03		1,75	
H ₂ O+	1,80	1,95	0,18		0,12	
Сумма	99,22	100,86	1,78		1,90	

Аналитик А. А. Петросян (ИГН АН Арм. ССР).

иногда встречаются разности бурого цвета. Плеохроизм интенсивный - от буровато-зеленого по Ng, до светло-бурого по Nm и буровато-желтого, зеленовато-желтого по Np. Оптические свойства и не-

которые особенности их состава из различных пород Банушского массива приведены в табл. 28. В целом, выявляется пониженная железистость роговых обманок во всех разностях пород. При этом наименьшие значения отмечаются в породах эндоконтактовой фации ($f'' = 27-30\%$). В роговых обманках из гранодиоритов наблюдается некоторое увеличение железистости ($f'' = 30-36\%$).

Таблица 28
Оптические свойства и состав роговых обманок
Банушского массива

Породы	-2V	cNg	Ng'	Np'	f''	"M"
Диорит, обр. 277	80°	17°	1,660	1,636	27	75
Диорит, обр. 342	82°	18°	1,662	1,637	30	72
Кварц, монцо-диорит, обр. 330	80°	16°	1,663	1,640	30	72
Кварц, диорит, обр. 356	82°	17°	1,662	1,639	30	72
Гранодиорит, обр. 764	84°	17°	1,665	1,639	33	71
Гранодиорит, обр. 363	86°	17°	1,664	1,640	32	72
Гранодиорит, обр. 353	78°	19°	1,668	1,642	36	68
Гранодиорит, обр. 290	80°	18°	1,666	1,643	34	70
Гранодиорит, обр. 294	82°	20°	1,662	1,640	30	72

Сравнение составов роговых обманок Ахпатского, Кохбского и Банушского массивов показывает, что наиболее пониженными значениями железистости характеризуются роговые обманки пород из Ахпатского массива — кварцевые диориты (25-26%) и плагиограниты (25-28%). Породы Кохбского и Банушского массивов обладают близкой, сравнительно повышенной железистостью (25-40%), причем и в них наиболее низкая железистость присуща породам эндоконтактовой фации.

В целом роговые обманки отмеченных массивов характеризуются низкой железистостью и соответственно — высокой магнизиальностью.

Сопоставление составов роговых обманок из интрузивных комплексов Алавердского рудного района с роговыми обманками аналогичных пород из однотипных формаций Центральной Камчатки (Шилин, Долгова, 1967) указывает на более высокую железистость последних — в породах габбро-плагиогранитовой — 32-45% и габбро-гранодиоритовой формации — 37-47%.

Биотит. В Ахпатском массиве встречается в эндоконтактовых кварцевых диоритах и плагиогранитах единичными зернами. В Кохбском массиве присутствует в биотит-роговообманковых кварцевых диоритах и тоналитах и в более кислых разностях. В Банушском же массиве встречается во всех разностях пород, в том числе и в габброидах.

В Ахпатском массиве представлен мелкими ксеноморфными чешуйками буровато-зеленого цвета с резким плеохроизмом от зеленовато-бурого по Ng, до светло-зеленого по Np. Является реакционным минералом, развивается по роговой обманке и в свою очередь замещается хлоритом. Показатель преломления (Nm) колеблется

в пределах от 1,640 до 1,645, составляя в среднем 1,643, что соответствует 48% железистости.

В породах различных фаз и фаций Кохбского массива биотит встречается в виде неправильной формы чешуек различной величины, как правило, темно-коричневого, либо коричневатого-зеленого цвета с плеохроизмом от темно-коричневого (кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, граниты) и буровато-коричневого (лейкократовые граниты, аплиты, жильные граниты) цвета по N_g соответственно до светло-коричневого, светло-желтого и светло-буровато-желтого по N_p . Биотит обычно замещает роговую обманку, плагиоклаз и в свою очередь нередко замещается хлоритом с выделением магнетита.

Согласно показателям преломления, наименьшая железистость отмечается в биотитах из эндоконтактных кварцевых диоритов, а наибольшая — в биотитах из лейкократовых гранитов (табл. 29). Однако, в целом, как общая железистость, так и величина $FeO + 2(Fe_2O_3 + TiO_2)$ в породах различных фаз и фаций изменяется незначительно (табл. 29).

Таблица 29

Показатели преломления и железистость биотитов
Кохбского массива

Породы	N_m	f''	$FeO + 2(Fe_2O_3 + TiO_2)$
			(Heinrich, 1946)
1	2	3	4
Кварц. диорит, обр. 14; СЗ эндоконт.	1,644	49	25,8
Кварц. диорит, обр. 25; СЗ эндоконт.	1,642	47	25,0
Кварц. диорит, обр. 374; вост. эндоконт.	1,645	49	26,0
Кварц. диорит, обр. 70; вост. эндоконт.	1,639	44	24,6
Кварц. диорит, обр. 63; ЮВ эндоконт.	1,640	45	24,8
Кварц. диорит, обр. 410; Чочканский уч.	1,643	48	25,2
Кварц. диорит, п-26; центр. часть	1,644	49	25,3
Кварц. диорит, п-13; центр. часть	1,642	47	25,0
Тоналит, обр. 383; вост. эндоконт.	1,643	48	25,2
Тоналит, п-88; центр. часть	1,645	49	25,3
Тоналит, обр. 397; центр. часть	1,643	48	25,2
Тоналит, обр. 120; центр. часть	1,644	49	25,8
Гранодиорит, обр. 128; центр. часть	1,643	48	25,2
Гранодиорит, обр. 600; Пахкашат.участок	1,646	50	26,1
Гранит, п-105; Чочканский участок	1,646	50	26,1
Гранит, обр. 407/2; Чочканский участок	1,644	49	25,8
Гранит, лейкокр., п-108; Чочканский уч.	1,648	52	27,0
Гранит, лейкокр., п-109; Чочканский участок	1,646	50	26,1
Аплит, обр. 20; ССЗ эндоконтакт.	1,642	47	25,0
Аплит, обр. 166; запад. эндоконтакт	1,644	49	25,8
Аплит, обр. 384; вост. эндоконтакт	1,645	50	26,1
Плагиоаплит, обр. 167/1; запад.эндоконт.	1,643	48	25,2
Жильный гранит, п-30; СЗ эндоконтакт	1,644	49	25,8
Жильный гранит, обр. 165; запад.эндокон.	1,643	48	25,2
Пегматит, обр. 375; вост. эндоконтакт	1,648	52	27,0
Пегматит, обр. 13; СЗ эндоконтакт	1,646	50	26,1

Особенности химизма биотитов из кварцевых диоритов и тоналитов, в целом, свидетельствуют о близости их составов (табл. 30).

Таблица 30

Химический состав биотита из кварцевых диоритов (п-13, п-26) и тоналита (п-88) Кохбского массива

№ обр. Окислы	п-13	п-26	п-88	Количество ионов в пересчете на 24 (O,OH)				
				8,09		8,10		8,12
SiO ₂	34,40	35,18	34,20	5,30	5,42	8,10	5,27	8,12
TiO ₂	3,52	2,45	3,40	2,79	2,68		2,85	
Al ₂ O ₃	16,76	18,72	17,26	0,21	0,60		0,30	
Fe ₂ O ₃	3,94	4,85	3,56	0,41	0,28	6,00	0,40	6,00
FeO	14,12	15,06	16,48	0,44	0,55		0,42	
MnO	0,20	0,25	0,13	1,81	1,94		2,13	
MgO	13,50	11,36	11,95	3,10	2,61	6,00	2,74	6,00
CaO	1,50	1,08	1,20	0,03	0,02		0,01	
Na ₂ O	0,53	0,25	0,49	0,15	0,07		0,15	
K ₂ O	8,34	8,75	8,10	0,25	0,18	1,95	0,19	1,93
H ₂ O	0,25	0,19	0,15	1,63	1,70		1,59	
п. п. п.	2,32	1,85	2,60	2,39	1,90		2,67	
Сумма	99,38	99,66	99,52					

Аналитик А. А. Петросян (ИГН АН Арм. ССР).

Сопоставление составов сосуществующих биотитов и роговых обманок указывает на повышенное содержание Ti и Al в биотитах, а также на более высокую их общую железистость.

В Банушском массиве биотит обычно представлен чешуйками неправильной формы; цвет — коричневый различных оттенков, редко — зеленый (в лейкократовых гранитах). Плеохроирует от темно-бурого (гранодиориты, диориты), темно-коричневого, зеленовато-коричневого (лейкократовые граниты) цвета по Ng до буровато-желтого (гранодиориты), светло-коричневого, соломенно-желтого (габбро, диориты, кварцевые диориты, лейкократовые граниты) — по Np. В габбро биотит замещает пироксен и магнетит, а в диоритах, кварцевых диоритах и гранодиоритах — роговую обманку, реже — плагиоклаз и магнетит.

Железистость биотитов из пород габбровой и гранодиоритовой фаз характеризуется пониженными, практически одинаковыми значениями (табл. 31). Несколько повышенные, но близкие величины отмечаются и для биотитов из лейкократовых гранитов.

Сравнение железистости биотитов из различных массивов свидетельствует о близости их величин. В Кохбском и Банушском массивах, в породах ранних фаз, изменения железистости биотитов, в зависимости от состава пород, не наблюдается. Незначительное увеличение железистости отмечается лишь для разностей из лейкократовых гранитов и пегматитов.

Пироксен. В отличие от биотита и роговой обманки встречается в менее широкой гамме пород. В Ахпатском массиве в габброидах 1 фазы является главным цветным минералом. В Кохбском мас-

Таблица 31

Показатели преломления и железистость биотитов
Банушского массива

Породы	Nm	f ^{II} FeO+(Fe ₂ O ₃ +TiO ₂) (Heinrich, 1946)	
Габбро, п-49; запад. эндоконтакт	1,642	47	25,0
Габбро, обр. 0126; запад. эндоконтакт	1,639	44	24,6
Габбро-диорит, обр.302; ЮЗ эндоконтакт	1,640	45	24,8
Диорит, п-71; ЮЗ эндоконтакт	1,641	46	25,0
Диорит, п-83; верховье р. Бануш	1,643	48	25,2
Кварц.диорит; п-69; север. эндоконтакт	1,639	44	24,6
Гранодиорит, п-70; север.эндоконтакт	1,641	46	25,0
Гранодиорит, обр. 243; южн. эндоконтакт	1,642	47	25,0
Гранодиорит, обр. 764; ЮВ отроги г. Лалвар	1,643	48	25,2
Гранодиорит; п-84; ЮВ отроги г. Лалвар	1,639	44	24,6
Гранодиорит; обр. 363; ЮВ отроги г. Лалвар	1,640	45	24,8
Гранит, лейкократ; п-68; север. эндоконтакт	1,641	46	25,0
Гранит, лейкократ.; обр. 274; север.эндоконтакт	1,646	50	26,1
Гранит, лейкократ.; обр. 221; южн. эндоконтакт	1,648	52	27,0
Гранит, лейкократ.; обр. 248; южн. эндоконтакт	1,645	50	26,1
Гранит, лейкократ, п-57 южн. эндоконтакт	1,647	51	26,7

сиве встречается лишь в пироксен-роговообманковых кварцевых диоритах эндоконтактовой фации. В Банушском же массиве присутствует в оливиновых габбро, диоритах, кварцевых диоритах.

В габброидах Ахпатского массива образует порфиroidные выделения изометричной, либо короткопризматической формы; в виде мелких зерен входит в состав основной массы. Замещается хлоритом, очень редко - роговой обманкой и карбонатом. Цвет - слабо-зеленоватый, бесцветный. Согласно оптическим константам (табл. 32), на диаграмме (Hess, 1941, Poeldervaart, Hess, 1951) они попадают в поле диопсидов или магнезиальных салитов.

В Кохбском массиве обычно представлен сравнительно крупными зернами, аллотриоморфными к плагиоклазу ранних генераций. Замещается нередко роговой обманкой. Согласно оптическим константам относится к диопсидам или магнезиальным салитам.

В Банушском массиве присутствует в виде идиоморфных зерен, образующих порфиroidные выделения, а также - мелких аллотриоморфных зерен, входящих в состав основной массы. В габбро 1 фазы замещает оливин; в свою очередь замещается биотитом (диориты, кварцевые диориты), реже - роговой обманкой, хлоритом, карбонатом. Цвет - слабо-зеленоватый. Судя по оптическим константам, относятся к салитам и диопсидам.

Сопоставление состава пироксенов из различных массивов показывает, что пироксены Ахпатского массива, по сравнению с Кохбским и Банушским, характеризуются сравнительно высоким содержанием

Оптические свойства и состав пироксенов Ахпатского,
Кохбского и Банушского массивов

Массив; порода	2V	cNg	Ng'	Np'	% ат Fe	Состав
Ахпатский						
Габбро, п-121	55°	46°	1,727	1,699	25	Wo ₄₃ En ₃₀ Fs ₂₇
Габбро, п-121, центр. часть	55°	48°	-	-		
зональн. зерна	52°	47°	-	-		
край зональн. зерна	54°	48°	1,728	1,700	25	Wo ₄₂ En ₃₀ Fs ₂₈
Габбро-диорит; обр. 492/2						
Кохбский						
Кварц. диорит, обр. 5	56°	42°	1,705	1,680	7,5	Wo ₄₈ En ₄₃ Fs ₉
Кварц. диорит, обр. 10	54°	44°	1,706	1,679	8	Wo ₄₅ En ₄₅ Fs ₁₀
Кварц. диорит, обр. 420/2	55°	42°	1,708	1,680	10	Wo ₄₆ En ₄₃ Fs ₁₁
Банушский						
Габбро, п-49	54°	50°	1,710	1,683	11	Wo ₄₅ En ₄₂ Fs ₁₃
Габбро, обр. 0126	53°	48°	1,708	1,681	10	Wo ₄₄ En ₄₄ Fs ₁₂
Габбро-диорит, обр. 302	53°	49°	1,708	1,680	10	Wo ₄₄ En ₄₄ Fs ₁₂
Диорит, п-83	54°	37°	1,706	1,680	8	Wo ₄₅ En ₄₅ Fs ₁₀
Кварц. монцо-диорит, п-80	52°	39°	1,707	1,682	9	Wo ₄₃ En ₄₅ Fs ₁₂

^x Состав по диаграмме Хесса (Hess, 1949).

атомов железа от суммы атомов Ca+Mg+Fe (25% против 7,5-10%, 8-11%)

Оливин. Встречен в габбро 1 фазы Ахпатского массива и в оливиновых габбро 1 фазы Банушского массива.

В Ахпатском массиве представлен идиоморфными, интенсивно карбонатизированными, хлоритизированными зернами; вдоль поперечных трещинок заполнен магнетитом, который нередко развивается и вдоль всего контура зерна.

В Банушском массиве присутствует в виде свежих идиоморфных зерен. Нередко с краев замещается клинопироксеном. Ng' = 1,770-1,772, Np' = 1,733, -2V = 82-84°. Согласно оптическим константам, по диаграмме Полдерваата (Poldervaart, 1950) соответствует гялосидериту с 49-50%

Выводы

Изучение распределения, вещественного состава, оптических свойств, времени выделения породообразующих минералов в процессе формирования отдельных комплексов, позволяет наметить основные черты их эволюции, а также использовать полученные данные при рассмотрении некоторых вопросов петрогенезиса рассматриваемых интрузивных образований.

Последовательность кристаллизации плагиоклаза указывает на длительный характер его выделения — от раннемагматической стадии до позднемагматической, сопровождающегося уменьшением его основности, изменением ассоциирующих с ним минералов, характером вторичных изменений и т. д.

В породах различных фаз и фаций изученных массивов, как правило, выделяются две генерации плагиоклаза, причем плагиоклаз-1, слагающий обычно порфириовидные выделения, характеризуется наличием коррозионных границ между центральными и краевыми зонами, что, согласно Ж. Вейнсу (Vance, 1965), является диагностическим признаком, указывающим на присутствие кристаллической фазы во внедрившемся расплаве.

В целом, в различных типах изученных массивов ранние интрателлурические выделения плагиоклаза, имеющие наиболее основной состав, являются и наименее упорядоченными и относятся к высокотемпературной серии, в то время как плагиоклазы более поздних генераций характеризуются, как правило, большей упорядоченностью и относятся к сравнительно низкотемпературным сериям. Использование составов сосуществующих полевых шпатов для выявления температурного интервала кристаллизации пород различных фаз (табл. 20) свидетельствует об уменьшении температуры от пород ранних фаз Кохбского и Банушского массивов ($750-800^{\circ}$) к лейкократовым гранитам ($500-520^{\circ}$) и далее — к перматитам (450°).

Особенности состава цветных минералов также позволяют наметить возможные температуры кристаллизации некоторых пород. Согласно исследованиям И. Н. Бушлякова (1969), амфиболы и биотиты гранитоидов гипабиссального и плутонического типа на Урале четко различаются по содержанию TiO_2 и его соотношению с суммой щелочей и величиной $FeO' = FeO + 0,9Fe_2O_3$ совпадая с аналогичными величинами амфиболов и биотитов соответственно гранулитовой и амфиболитовой фаций. Отмеченное обстоятельство, по мнению указанного автора, является достаточно надежным критерием для суждений о температурных условиях формирования гранитоидов. В этом аспекте роговые обманки из кварцевых диоритов и тоналитов Кохбского массива на соответствующих диаграммах (Бушляков, 1969) попадают в поле гипабиссальных гранитоидов, характеризующихся температурной кристаллизации $700-850^{\circ}$, которая хорошо согласуется с температурой кристаллизации отмеченных пород по двуполевошпатовому термометру — 800° .

Вышеотмеченные различия в составах амфиболов используются и для генетического расчленения гранитоидов, поскольку гипабиссальные гранитоиды Урала, кристаллизующиеся при низком давлении водяного пара, являются производными базальтовой магмы, в то время как плутонические гранитоиды формируются в условиях высокого давления водяного пара на глубине, близкой уровню зарождения гранитной магмы (Штейнберг, Фоминых, 1961; И. Соболев, 1961, 1963 и др.). С этих позиций составы роговых обманок Кохбского массива свидетельствуют о принадлежности последних к производным базальтовой магмы.

Изучение особенностей состава биотитов из пород различных фаз и фаций разновозрастных массивов свидетельствует об отсутствии существенного увеличения их железистости в процессе формирования отдельных комплексов, несмотря на отчетливое повышение при этом общей железистости пород (в Кохбском массиве - от 55,5% в кварцевых диоритах и тоналитах до 91,0% в лейкократовых гранитах; в Банушском массиве - от 51,7% в габбро до 91,9% в лейкократовых гранитах). Для объяснения отмеченной особенности большое значение имеет экспериментальное исследование слюд серии флогопит-аннит с переменным отношением Fe и Mg (Eugster, Wones, 1958). Исходя из результатов экспериментов, указанные авторы приходят к выводу, что Fe/Mg отношение в биотите, сосуществующем с калиевым полевым шпатом и магнетитом, при данных P, T и парциальном давлении кислорода постоянно. Следовательно, при захвате инородного материала, независимо от состава последнего, в гибридизированной магне кристаллизуется биотит с железистостью, характерной для состава исходного расплава. Именно поэтому, несмотря на повышение железистости пород с увеличением их кремнекислотности, биотиты из них характеризуются практически одинаковой железистостью. С другой стороны, биотиты рассмотренных массивов по своему химизму, в частности, железистости, отличаются от гранитоидов гранитного ряда отчетливо пониженными его значениями. Так, если железистость биотитов изученных массивов колеблется в пределах 43-52%, то железистость биотитов из гранитоидов гранитного ряда, в частности, из порфириовидных гранитов Мегринского плутона, по данным Б. М. Меликсетяна, равна 57%, из гранитов массивов Мунглу и Куу - соответственно - 58 и 61% (Ежов, 1964), из гранодиоритов Кураминского хребта, согласно О. П. Елисеевой - 62%, из гродековских гранитов Южного Приморья - 71% (Руб, 1956) и т. д.

Таким образом, особенность состава биотитов, как и амфиболов, из пород различных фаз и фаций разновозрастных интрузивных комплексов, а также наличие оливина в породах ранних фаз Ахпатского и Банушского массивов позволяет с достаточной определенностью высказаться в пользу базальтового, а не гранитного состава исходного расплава.

Акцессорные минералы

Акцессорные минералы интрузивных комплексов Алавердского рудного района ранее изучались С. И. Баласаняном (1963) и сравнительно детально - Г. А. Казаряном (1971). Однако эти исследования ограничивались, в основном, выяснением видового состава акцессорных минералов. Особенности же их вещественного состава и количественного распределения оставались не изученными.

Изучение акцессорных минералов нами проводилось в породах различных фаз и фаций разновозрастных интрузивных комплексов. Количество проб из отдельных типов пород обуславливалось занимаемой ими площадью. В частности, из плагиогранитов Ахпатского массива изучено 8 проб, из кварцевых диоритов и тоналитов Кохбского массива - 27 проб, из гранодиоритов Банушского массива - 12 проб.

Распределение аксессуарных минералов в интрузивных комплексах Алавердского рудного района (в г/т)

	Ахлатский массив		Кохбский массив							Банушский массив				
	габбро ³	плагиограниты	кварцевые диориты, тоналиты	и измененные кварцевые диориты ³	граниты ³	лейкократовые граниты	гранодиты ³	пегматиты	жильные граниты	плагиогранит-порфиры ³	оливиновое габбро ³	диориты ³	гранодиориты	Лейкократовые граниты
Магнетит(титаномагнетит)	35341,3	28541.1	31273.5	1448.3	18314.3	2082.8	29,2	794,2	3516,6	5372,9	78315.2	69529.4	19572.1	4538.4
Ильменит	28,2	12,5 ²	159,9 ²	19,4	41,8	21,8	552,2	29,8	43,5	59,8	45,2	21,5	42,7 ²	9,8
Хромит ¹	Ед.з.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Ед.з.	-	-	-
Апатит	24,8	53,4	846,1	Ед.з.	736,3	9,0	123,5	27,5	94,9	131,9	97,4	2241,3	697,2	15,5
Дернит ¹	-	0,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Левистонит ¹	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Циркон	0,9	65,6	442,6	12,1	315,4	29,4	150,2	18,4	-	-	-	Ед.з.	-	-
Сфен	19,4	28,6	386,4	Ед.з.	325,4	Ед.з.	2994,6	Ед.з.	47,6	12,2	Ед.з.	65,5	541,2	28,6
Ортит	-	Ед.з. ²	15,4	-	8,7	14,8	-	-	5,5	71,6	34,2	72,1	185,9	Ед.з.
Эпидот	Ед.з.	563,1 ²	0,2 ²	-	-	-	Ед.з.	294,5 ²	2,8	-	-	-	12,5	9,0
Клиноцоизит ¹	-	-	-	-	-	-	1,2	-	-	-	-	Ед.з.	-	-
Иоцит ¹	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Гематит	15,0	2543,1 ²	-	133,6	-	243,9	-	-	-	-	-	-	-	Ед.з.
Циртолит	-	7,4	Ед.з.	-	0,1	9,5	-	-	5,8	3,2	-	-	Ед.з. ²	572,1
Малакон	-	2,5	-	-	-	7,1	-	-	6,0	0,8	-	-	1,1	13,3
Ксенотим	-	-	3,4	-	0,9	15,7	-	-	8,3	Ед.з.	-	-	1,6 ²	12,4
Торит	-	-	-	-	-	-	-	-	Ед.з.	-	-	-	-	4,8
Торианит ¹	-	-	-	-	-	-	-	-	Ед.з.	-	-	-	-	-
Бастнезит ¹	-	-	Ед.з.	-	-	-	-	-	Ед.з.	-	-	-	-	-
Рутил	Ед.з.	84,3 ²	1,8	129,9	0,9	Ед.з. ²	1594,1	Ед.з.	12,4 ²	178,2	-	-	34,12	-
Анагаз	-	-	-	-	-	1,4 ²	-	-	0,4	0,2 ²	-	-	-	0,85 ²
Брукит	-	-	-	-	-	Ед.з. ²	-	-	-	-	-	-	-	-
Шеелит	-	-	0,2	-	0,2	0,1	-	-	Ед.з.	-	-	-	Ед.з. ²	-
Касситерит ¹	-	-	-	-	Ед.з.	Ед.з.	-	-	-	-	-	-	-	-
Флюорит ¹	-	-	0,1	-	0,6	0,33	-	-	0,2	-	-	-	-	Ед.з.
Барит	-	-	0,4	-	-	-	-	-	0,1 ²	0,2 ²	-	-	-	0,4
Лейкоксен	0,3	19,3	34,5	-	15,4	1,2	92,1	0,1 ²	0,2 ²	21,5	Ед.з.	-	0,1 ²	-
Молибденит	-	-	-	0,8	-	Ед.з. ²	-	-	-	-	-	Ед.з.	21,3	0,5
Арсенопирит ¹	-	-	-	Ед.з.	-	-	-	-	-	-	-	-	0,3 ²	Ед.з. ²
Пирит	45,4	54,2	23,5	26145,0	15,3	3,5	2,5	12,3	0,5	0,7	-	-	-	Ед.з.
Халькопирит	-	-	Ед.з. ²	15,4	0,2	0,5	-	19,7	0,1	-	0,1	12,3	3,3	1,7
Галенит	-	Ед.з.	-	-	-	0,1 ²	Ед.з.	-	Ед.з.	-	-	Ед.з.	Ед.з.	0,2
Сфалерит	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Ед.з.	Ед.з.	0,05
Андалузит ¹	-	-	-	109,6	-	-	-	-	-	-	-	-	Ед.з.	-
Сподумен ¹	-	-	-	0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Киноварь ¹	-	-	-	Ед.з.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Самородный цинк	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Самородный свинец	-	2,6	0,2 ²	-	0,1	1,3 ²	Ед.з.	0,4 ²	0,3 ²	-	-	-	-	-
Самородное олово ¹	-	-	-	-	-	Ед.з.	-	-	-	-	-	0,1	0,6 ²	0,7 ²
Самородное золото	-	-	-	Ед.з.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Лимонит	Ед.з.	Ед.з.	25,1	279,4	12,7	5,3 ²	0,5	21,4	Ед.з. ²	-	Ед.з.	2,2	14,3 ²	8,5
Малахит	-	-	-	Ед.з.	-	-	-	Ед.з.	Ед.з.	-	-	-	-	-
Азурит	-	-	-	Ед.з.	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Церуссит ¹	-	Ед.з.	Ед.з.	-	Ед.з.	Ед.з.	-	Ед.з.	Ед.з.	-	-	Ед.з.	Ед.з.	Ед.з.

¹ В интрузивных образованиях района минерал определен впервые.² В данном типе пород минерал определен впервые.³ В данном типе пород района аксессуарные минералы изучены впервые.

Пробы весом 7–12 кг отбирались мелкими кусками с площади 100–150 м² из неизмененных разностей, лишенных ксенолитов и различных прожилков. Обработка проб проводилась по известной схеме (Ляхович, Родионов, 1961). Определение видового состава акцессорных минералов и подсчет их содержаний (в г/т) проводились на навесках весом 200–250 г, отдельные пробы обрабатывались полностью. Для диагностики широко использовались результаты спектрального (аналитик М. Я. Мартиросян) и рентгенометрического (аналитик Н. В. Реванова) анализов^х. Описание наиболее важных акцессорных минералов приводится по предложенной В. В. Ляховичем (1968) элементной классификации. Количественное их распределение по отдельным массивам приведено в табл. 33.

Группа акцессорных минералов редких элементов
Редкоземельные акцессорные минералы

Ортит. В породах различных массивов распределен крайне неравномерно (табл. 33). Резко пониженными содержаниями выделяются породы Ахпатского массива. Максимальные его содержания отмечаются в кварцевых диоритах Кохбского массива. Крупные его скопления отмечаются в пегматитах, где он с биотитом, К-На полевым шпатом и кварцем слагает внутренние его части; в зоне крупноблокового пегматита обычно отсутствует. Представлен толсто-таблитчатыми, либо уплощенно-призматическими кристаллами. Грани нередко неровные, покрыты грубой штриховкой. Цвет – смоляно-черный, буровато-черный. Блеск – сильный, смолистый в осколках и матовый на гранях кристаллов; в тонких зернах и осколках с краев просвечивает буроватым цветом. Для ортитов из пегматитов $N_g^1 = 1,752$, $N_p^1 = 1,736$; химический состав его приведен в табл. 34.

Таблица 34

Химический состав ортита из пегматитов Кохбского массива^х

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TR ₂ O ₃	H ₂ O	п. п. п.
30,63	2,57	13,38	6,20	8,91	0,42	1,80	9,49	0,16	0,07	25,34	0,20	1,22

^х Аналитик Капитонова (ИМГРЭ).

Как следует из приведенных данных, проанализированный ортит, отличается от ортитов из гранитоидных пород (Ляхович, 1968) повышенным содержанием TiO₂. Характеризуется резко повышенным содержанием Ce и La, на долю которых приходится 82% от суммы редких земель (табл. 35).

^х Рентгенограммы минералов сравнивались с эталонами по В. И. Михееву (1958) и по американской рентгеновской картотеке (ASTM, 1953).

Состав редких земель в ортите из пегматитов
Кохбского массива в % от $\Sigma TR_2O_3 = 100$

ΣTR_2O_3	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
25,34	27,3	54,7	2,5	12,5	0,7	0,2	0,7	1,0	0,2	0,2

Расшифровка состава редких земель выполнена Д. А. Минеевым (ИМГРЭ).

Бастнезит. Встречен в виде единичных зерен лишь в эндоконтактовых лейкократовых тоналитах. Представлен мелкими призматическими кристаллами. Цвет - желтовато-кремовый. Блеск - матовый, стеклянный. Одноосный, положительный; $Ne' = 1,816$; $No' = 1,715$. Согласно результатам приближенно-количественного спектрального анализа, основу минерала составляют Ce и La. Рентгенограмма указывает на принадлежность его к бастнезиту (табл. 36).

Таблица 36

Рентгенометрическая характеристика бастнезита

№	№			№		
	J	d/n	J	J	d/n	J
1	4	4,93	7	4	1,669	
2	9	3,619	8	3	1,580	
3	10	2,903	9	4	1,488	
4	5	2,076	10	1	1,447	
5	5	2,014	11	2	1,378	
6	6	1,895	12	1	1,199	

Условия съемки: камера РКД, $D = 57,3$, d = шарик, Cu - Ni антикатод, эксп. 25 ч.

от буроватого по No' до буровато-желтого по Ne' .

Ксенотим - редко встречающийся минерал. Присутствует в эндоконтактовых лейкократовых порфиридных тоналитах и пегматитах Кохбского массива, а также в лейкократовых гранитах Кохбского и Банушского массивов. Представлен мелкими кристаллами с доминирующим развитием бипирамиды (111) и призмы (110), реже появляется слабо развитая призма (100). Цвет, как правило, бурый, реже - коричневатый. Блеск - жирный, стеклянный. $Ne' = 1,815$, $No' = 1,721$. Слабо плеохроирует

Акцессорные минералы лития

Сподумен. Обнаружен лишь в измененных кварцевых диоритах Кохбского массива. Представлен призматическими кристаллами с отчетливой вертикальной штриховкой на гранях призмы. Цвет - серовато-белый. Блеск - стеклянный, с перламутровым отливом. $Ng' = 1,677$, $Np' = 1,662$. Рентгенометрическая характеристика приведена в табл. 37.

Акцессорные минералы радиоактивных элементов

Торит. Встречен единичными зернами в пегматитах Кохбского массива. Представлен мелкими обломками. Цвет - оранжево-желтый. Блеск смолистый. Как правило, изотропизирован, реже встречаются

Таблица 37

Рентгенометрическая характеристика сподумена

№	Г	d/n	№	Г	d/n	№	Г	d/n	№	Г	d/n
1	2	5,98	13	2	2,356	25	3	1,514	37	3ш	1,084
2	4	4,77	14	2	2,287	26	1	1,415	38	1	1,054
3	1	4,44	15	3	2,094	27	2	1,386	39	1	1,039
4	6	4,15	16	2	2,058	28	2-3	1,351	40	2	1,021
5	2	3,74	17	2	1,973	29	2ш	1,327	41	3-4	1,008
6	5	3,43	18	7	1,903	30	3	1,308	42	2	0,989
7	8ш	3,058	19	6	1,838	31	3	1,246	43	2	0,977
8	10дв	2,921	20	1	1,791	32	1	1,225	44	3	0,953
9	9дв	2,763	21	1	1,740	33	3	1,204	45	2	0,940
10	2	2,592	22	3	1,675	34	2-3	1,182	46	2	0,913
11	1	2,522	23	5ш	1,590	35	3	1,168	47	3	0,904
12	8	2,468	24	4	1,561	36	2	1,128	48	2	0,889
									49	2	0,880

Условия съемки: камера РКД, $D = 57,3$, d = шарик, $Cu-Ni$ - антикатод, эксп. 15 ч.

анизотропные разности. $N^1 = 1,810$. Рентгенограмма приведена в табл. 38

Таблица 38

Рентгенометрическая характеристика торита

№	Г	d/n	№	Г	d/n	№	Г	d/n
1	2	4,18	7	2	2,229	13	2	1,494
2	6	3,528	8	1	1,986	14	1	1,440
3	2	3,346	9	10	1,821	15	1	1,391
4	3	3,827	10	3	1,762	16	2	1,342
5	8	2,648	11	1	1,661	17	3-2ш	1,190
6	3	2,504	12	2	1,583	18	3-2ш	1,128

Условия съемки: камера РКД, $D = 57,3$, d = шарик, $Cu-Ni$ - антикатод, эксп. 17 ч. Образец прокален в течение 3ч. при $t = 900^\circ$.

Группа аксессуарных рудных элементов
Аксессуарные минералы железа

Магнетит (титаномагнетит). Магнетит является наиболее характерным аксессуарным минералом, постоянно встречающимся в породах различных фаз и фаций отдельных массивов (табл. 33).

Средние содержания магнетита в кварцевых диоритах, гранодиоритах, гранитах и плагиогранитах рассматриваемых массивов соответ-

вуют содержаниям, характерным для аналогичных пород производных базальтовой магмы (Ляхович, 1968), отчетливо отличаясь от однотипных пород, производных гранитной магмы значительно повышенными его содержаниями.

В породах различных фаз Ахпатского массива, за исключением даек плагиаоллитов, в породах эндоконтактной фации Кохбского и Банушского массивов, а также в оливиновых габбро магнетит представлен зернами двух генераций. Первая генерация представлена идиоморфными зернами, ассоциирующими обычно с роговой обманкой, пироксенем, выделение которых происходило в конце стадии главной кристаллизации. В более поздние стадии кристаллизации магнетит-1 нередко замещается (в габбро-диоритах, диоритах, кварцевых монцодиоритах Банушского массива) биотитом. Магнетит-II выделяется при изменении цветных минералов в виде мелкой сыпи или зерен неправильной формы, как правило, приуроченных к диопсиду, роговой обманке или биотиту.

Магнетит в породах различных фаз и фаций отдельных массивов представлен октаэдрическими кристаллами со ступенчатыми и штрихованными гранями. Цвет — черный, как правило, с синеватой побежалостью. Нередко мартитизирован.

Распределение элементов группы железа, а также Cu и Zn в магнетитах из пород различных фаз и фаций разновозрастных интрузивных комплексов (табл. 39) выявляет ряд интересных закономерностей.

Прежде всего отметим резкую обогащенность титаном магнетитов Ахпатского массива, являющихся по существу титаномагнетитами, в отличие от магнетитов Кохбского и Банушского массивов.

Судя по содержаниям Ti в магнетитах (титаномагнетитах) отдельных массивов, в целом они соответствуют концентрациям, характерным для производных базальтовой магмы (Штейнберг, Фоминих, 1961). В то же время внутри отдельных типов пород, в частности, в магнетитах из кварцевых диоритов Кохбского массива, отмечаются большие вариации содержания Ti (0,33–1,8%), соответствующие производным как базальтовой, так и гранитной магм. Поэтому к использованию содержания Ti в магнетитах для генетических построений, как нам кажется, необходимо подходить с известной осторожностью, опираясь на большое количество аналитического материала с привлечением и других критериев.

Магнетиты изученных массивов помимо Ti характеризуются также и необычно высокими содержаниями элементов группы железа, которые соответствуют концентрациям, характерным для производных базальтовой магмы (Вахрушев, 1962 и др.).

Рассмотрение поведения элементов группы железа в магнетитах от пород ранних фаз к поздним в Кохбском массиве показывает, что в целом их содержания закономерно уменьшаются и лишь концентрация Co остается примерно одинаковой. Наиболее резкое уменьшение их содержания, в частности Ni , V , Mn , Cr происходит в магнетитах из лейкократовых гранитов, причем Cr в них содержится в концентрациях ниже предела чувствительности его обнаружения

Таблица 39

Содержание элементов группы железа, меди, цинка в акцессорном магнетите Ахпатского, Кохбского и Банушского массивов^х

Массив; порода	Ti	Mn	Ni	Co	V	Cr	Cu	Zn
Ахпатский								
Габбро	3,8	0,44	0,0044	0,0028	0,23	-	0,028	0,18
Плагиогранит	6,61	0,11	0,005	0,0021	0,016	-	0,011	0,081
Плагиогранит	8,13	0,12	0,032	0,0016	0,033	-	0,0039	0,028
Плагиогранит	4,07	0,04	0,001	0,0018	0,0079	-	0,0018	0,02
Плагиогранит	6,31	0,11	0,001	0,002	0,0085	-	0,0028	0,025
Плагиогранит	7,41	0,14	0,001	0,0017	0,016	-	0,0032	0,034
Кохбский								
Кв. диорит	1,18	0,09	0,035	0,0034	0,39	0,058	0,0024	0,021
Кв. диорит	0,33	0,17	0,0041	0,0026	0,11	-	0,0032	0,013
Тоналит ^{хх}	0,80	0,14	0,006	0,005	0,22	0,067	не опр.	не опр.
Тоналит	0,79	0,10	0,0048	0,0024	0,22	0,056	0,013	0,023
Гранодиорит	2,0	0,47	0,0034	0,0037	0,23	0,049	0,011	0,022
Гранит ^{хх}	0,86	0,14	0,004	0,005	0,15	0,048	не опр.	не опр.
Лейк. гранит	0,43	0,03	0,0013	0,003	0,038	-	0,0011	0,019
Трондземит	0,09	0,05	0,0018	0,003	0,058	-	0,001	0,015
Жильный гранит	0,52	0,07	0,0032	0,0033	0,067	0,035	0,0026	0,14
Жильный гранит ^{хх}	0,74	0,15	0,003	0,008	0,075	0,047	не опр.	не опр.
Пегматит	0,37	0,13	0,0006	-	0,031	0,005	не опр.	не опр.
Пегматит	0,45	0,07	0,0042	0,0038	0,13	-	0,005	0,021
Банушский								
Оливин. габбро ^{хх}	3,12	0,22	0,004	0,005	0,73	0,056	не опр.	не опр.
Диорит	2,14	0,13	0,0037	0,0069	0,27	0,02	0,0032	0,047
Гранодиорит ^{хх}	0,47	0,09	0,003	0,004	0,18	0,021	не опр.	не опр.
Лейк. гранит ^{хх}	0,58	0,13	0,0009	-	0,01	-	не опр.	не опр.

^х По данным количественных спектральных определений (ИГН АН Арм. ССР, аналитики Г. М. Мкртчян, С. А. Мнацаканян).

^{хх} По данным количественных спектральных определений (УФАН СССР, аналитик Н. Ярош).

(< 0,001%). Содержание Cu в магнетитах Ахпатского и Кохбского массивов, от ранних фаз к поздним, в целом, уменьшается (табл. 39). Для Zn эта закономерность не выдерживается.

Пирит. Встречается во всех породах различных массивов (табл. 33). В шлифах присутствует, как правило, в виде обломков. Кристаллы имеют чаще всего пентагондодекаэдрический облик, реже - кубический со слабо развитыми гранями октаэдра (111). Из особенностей состава пирита особо отметим отсутствие Se и Te (по результатам химического анализа) в пирите из гидротермально измененных кварцевых диоритов Кохбского массива.

Акцессорные минералы меди

Халькопирит. По отдельным массивам распределен крайне неравномерно, причем полностью отсутствует в Ахпатском массиве (табл. 33). Максимальные его содержания отмечаются в гидротермально измененных кварцевых диоритах и пегматитах Кохбского массива, в последних, вместе с биотитом и кварцем, халькопирит слагает центральные его участки.

Акцессорные минералы свинца

Галенит. В незначительных количествах встречается во всех массивах (табл. 33). Наиболее широко распространен в Банушском массиве — в диоритах и кварцевых диоритах II фазы, в лейкократовых гранитах III фазы. Представлен кубическими кристаллами с характерным ступенчатым изломом.

Самородный свинец. Присутствует во всех изученных массивах (табл. 33). От ранних фаз к поздним, за исключением габбро, происходит увеличение его содержаний. Представлен неправильными пластинками с крючковатым изломом и ямчатой поверхностью, нередко покрытой белесоватым налетом (церуссит?). Цвет — стально-серый. Блеск — металлический (на свежем разрезе); очень ковкий.

Акцессорные минералы цинка

Самородный цинк. Обнаружен лишь в плагиогранитах Ахпатского массива (единичные зерна). Представлен пластинчатыми зернами. Цвет — серый. Блеск — металлический (на свежем изломе); ковкий.

Акцессорные минералы титана

Рутил. По отдельным массивам распределен крайне неравномерно (табл. 33). В трондьемитах Кохбского массива, где отмечаются его максимальные концентрации, находится в ассоциации со сфеном и ильменитом. Как правило, встречается в виде осколков; в трондьемитах присутствует в виде призматических, столбчатых кристаллов с характерной штриховкой по призматической грани, параллельной оси "с". Цвет — желтовато-красный, буроватый до черного (в трондьемитах). Блеск — алмазный, металлоидный (для бурых разностей). Для желтовато-красных разностей $Ne' > 2,75$; $2,61 < No' < 2,75$; для буровато-черных — $2,61 < Ne' < 2,75$, $No' = 2,30$.

Анатаз. Встречен в лейкократовых гранитах и жильных образованиях Кохбского и в лейкократовых гранитах Банушского массивов.

По морфологическим особенностям выделяются два типа анатаза:

1. Остродипирамидальные кристаллы с сильно развитыми гранями (111), как правило, с резкой поперечной штриховкой; иногда грубо-ступенчатый. Цвет — серовато-зеленый, до темно-зеленого; окраска пятнистая.

2. Таблитчатые кристаллы, форма которых обусловлена интенсивным развитием базопинакоида. Эта разновидность встречается в лейкократовых гранитах Кохбского массива. Как правило, прозрачен, в интенсивно окрашенных зернах полупрозрачен, $n_o' = 2,57$; $n_e = 2,46$. Слабо плеохроирует в зеленоватых тонах. Рентгенометрическая характеристика его приведена в табл. 40.

Таблица 40

Рентгенометрическая характеристика анатаза

№	γ	d/n	№	γ	d/n
1	10	3,43	9	6	1,261
2	6	2,334	10	5	1,167
3	10	1,895	11	1	1,050
4	5	1,692	12	1-2	0,963
5	6	1,649	13	1-2	0,920
6	7	1,530	14	3	0,900
7	4	1,367	15	2	0,885
8	4	1,337			

Брукит. В изученных массивах встречается лишь в лейкократовых гранитах Кохбского массива в виде единичных зерен. Представлен таблитчатыми кристаллами, уплощенными по (100), с тонкой вертикальной штриховкой. Цвет янтарно-желтый. Двуосный положительный. $2,61 < n_g' < 2,75$, $n_p' = 2,58$. Рентгенометрическая характеристика приведена в табл. 41.

Условия съемки: камера РКД, $D = 57,3$, $d =$ шарик; $Cu - Ni$ антикатод, эксп. 18 ч.

Таблица 41

Рентгенометрическая характеристика брукита

№	γ	d/n	№	γ	d/n	№	γ	d/n	№	γ	d/n
1	10	3,45	9	4	1,973	17	2	1,497	25	1-2	1,177
2	1	3,25	10	5	1,903	18	3-2	1,463	26	1-2	1,156
3	10	2,849	11	3	1,845	19	3-2	1,431	27	2	1,126
4	2	2,667	12	1	1,784	20	2	1,364	28	2	1,042
5	3	2,495	13	4	1,698	21	2	1,337	29	3	1,023
6	1	2,380	14	5	1,653	22	1	1,311	30	2	1,006
7	3	2,254	15	5	1,610	23	1	1,241	31	2	0,890
8	2	2,151	16	2	1,542	24	1	1,209	32	4	0,867

Условия съемки: камера РКД, $D = 57,3$; $d =$ шарик, $Cu - Ni$ антикатод, эксп. 15 ч.

Лейкоксен. Встречен в главнейших типах всех изученных массивов (табл. 33). Присутствует обычно в виде неправильных зерен, реже - образует псевдоморфозы по ильмениту (в трондьемитах). Цвет - кремово-желтый для разностей, развивающихся по рутилу и сфену и серовато-коричневый для разностей, развивающихся по ильмениту.

Сфен. Встречается во всех породах разновозрастных интрузивных комплексов, однако, в резко различных содержаниях (табл. 33).

Выделяются два морфогенетических типа сфена:

1. Ранний – клиновидный, с преобладающими формами (111) и (110). Встречается очень часто в трондjemитах Кохбского массива, менее характерен для диоритов и кварцевых диоритов Банушского массива. Ассоциирует с ильменитом, рутилом, ранним апатитом (в трондjemитах), а также с магнетитом, апатитом (в диоритах и кварцевых диоритах). Цвет – грязно-желтый, зеленовато-желтый, реже – буровато-желтый. Блеск – жирный, на гранях нередко матовый.
 $N_{g'} \leq 2,10$, $N_p = 1,96$.

2. Поздний – конвертообразный, с преимущественным развитием грани (111). Встречается во всех типах пород. Ассоциирует с магнетитом, цирконом, апатитом, эпидотом. Весьма характерны для них в шлифах неправильные, лапчатые формы, развивающиеся по стыку отдельных минералов; часто наблюдается его выделение при хлоритизации биотита, либо биотитизации роговой обманки. Цвет – медово-желтый, светло-желтый, иногда (в гранитах, пегматитах) почти бесцветный, со слабым желтоватым, либо зеленоватым оттенком; в отличие от сфена-1, как правило, прозрачен. Блеск стеклянный.

Количественное изучение содержания и состава редких земель в сфене из трондjemитов дало следующие результаты (табл. 42).

Таблица 42

Состав редких земель в сфене из трондjemитов Кохбского массива в % от $\sum TR_2O_3 = 100$

$\sum TR_2O_3$	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Y
0,76	4,3	20,9	4,5	18,5	5,3	6,0	5,1	1,2	3,5	3,3	17,5

По результатам рентгеноспектрального анализа (ИМГРЭ, аналитик Матлухова).

Содержание $\sum TR_2O_3$ в анализированном сфене соответствует содержаниям, характерным, согласно В. В. Ляховичу (1968), для ряда габбро-гранодиорит. Содержание редких земель цериевой группы указывает на отсутствие резко выраженного цериевого пика и свидетельствует о комплексном характере изученного сфена, с наличием двух четко выраженных пиков – цериевого и неодимового.

Ильменит. В породах различных фаз и фаций отдельных массивов распространен весьма неравномерно (табл. 33). Представлен таблитчатыми, ромбоэдрическими (в трондjemитах), пластинчатыми кристаллами, причем поверхность базопинакоида нередко покрыта штриховкой. Характерно преобладание в трондjemитах толстотаблитчатых и ромбоэдрических кристаллов, в то время как для лейкократовых гранитов обычны пластинчатые разности. Цвет – в обломках железно-черный; в кристаллах в случае лейкоксенизации с поверхности приобретает сероватый стенок. В отдельных случаях, в частности, в трондjemитах иногда полностью лейкоксенизируется, с сохранением толстотаблитчатого габитуса кристаллов.

Акцессорные минералы олова

Касситерит. Обнаружен в лейкократовых гранитах и в гранитах эндоконтактной фации Кохбского массива, а также в лейкократовых гранитах Банушского массива.

Представлен редкими, единичными обломками кристаллов. Цвет - буровато-коричневый, красновато-коричневый. Блеск - металловидный, в изломе смолистый. Рентгенометрическая характеристика касситерита из лейкократовых гранитов Кохбского массива приведена в табл. 43.

Таблица 43
Рентгенометрическая характеристика касситерита

№	У	d/n	№	У	d/n	№	У	d/n
1	5ш	4,14	11	7	1,490	21	4	1,057
2	2-3	3,764	12	6	1,428	22	3	1,032
3	8	3,297	13	7	1,402	23	8	0,948
4	9	2,632	14	5	1,316	24	4	0,927
5	6	2,352	15	6	1,213	25	3	0,912
6	3	2,317	16	4	1,183	26	7	0,906
7	1	1,946	17	5	1,150	27	8	0,880
8	10	1,749	18	4	1,114	28	8ш	0,846
9	7	1,661	19	6	1,088	29	7ш	0,824
10	5	1,578	20	7	1,077	30	3	0,810
						31	6	0,801

Условия съемки: камера РКД, Д = 57,3, d = шарик; Cu-Ni антикатод; эксп. 23 ч.

Самородное олово. Обнаружен лишь в лейкократовых гранитах Кохбского массива (единичные зерна). Представлен изогнутыми крючковатыми зернами. Цвет - светло-серый. Блеск металлический (в свежем изломе). Непрозрачен. Согласно результатам приближенно-количественного спектрального анализа кроме Sn присутствуют также (в порядке убывающих содержаний) - Pb, Sb, Bi.

Акцессорные минералы вольфрама

Шеелит. Характерный минерал для Кохбского массива. В Банушском массиве единичные зерна встречены лишь в гранодиоритах (табл. 33).

Представлен редкими псевдооктаэдрическими кристаллами, чаще присутствует в виде обломков. Цвет - серовато-белый. Блеск - жирный, реже - стеклянный. Одноосный, положительный. Рентгенометрическая характеристика шеелита из кварцевых диоритов Кохбского массива приведена в табл. 44.

Таблица 44

Рентгенометрическая характеристика шеелита

№	У	d/n	№	У	d/n	№	У	d/n
1	5	4,71	11	9	1,586	21	1	1,125
2	10	3,09	12	4	1,550	22	2	1,108
3	3	2,80	13	2	1,432	23	6	1,084
4	4	2,60	14	4	1,367	24	6	1,010
5	4	2,280	15	4	1,340	25	2	0,964
6	3	1,975	16	4	1,317	26	3	0,953
7	8	1,910	17	8	1,244	27	4	0,940
8	4	1,850	18	3	1,205	28	5	0,902
9	6	1,675	19	3	1,188	29	3	0,888
10	3	1,621	20	4	1,170	30	4	0,880

Условия съемки: камера РКД, Д = 57,3, d = шарик, Cu - Ni антикатод, эксп. 18 ч.

Акцессорные минералы молибдена

Молибденит. Обнаружен в некоторых породах Кохбского и Банушского массивов (табл. 33). Представлен чешуйками и листочками, реже - таблитчатыми гексагональными кристалликами, с интенсивно развитым базопинакоидом (0001), с отчетливо проявленной на ее поверхности ступенчатостью. Цвет - стально-серый, реже - свинцово-серый. Блеск - металлический, сильный. Рентгенометрическое изучение молибденита из лейкократовых гранитов и измененных кварцевых диоритов Кохбского массива, а также из гранодиоритов Банушского массива (аналитик Э. Х. Хуршудян) показывает, что все они относятся к гексагональному полиипу (2H).

Акцессорные минералы золота

Самородное золото. В виде единичных зерен присутствует в измененных кварцевых диоритах Кохбского массива. Представлен мелкими неправильными зернами, отдельными листочками. Цвет - золотисто-желтый. Блеск - металлический. Весьма ковок. Согласно результатам приближенно-количественного спектрального анализа (2 зерна), кроме Au присутствуют Ag и Mo.

Акцессорные минералы ртuti

Киноварь. Обнаружен в измененных кварцевых диоритах Кохбского массива (единичные зерна). В шлихах; присутствует в виде мелких обломков. Цвет - ало-красный. Блеск - алмазный, сильный. Характеризуется сильной дисперсией показателя преломления.

Циркон. Наряду с апатитом является одним из наиболее распространенных аксессуаров, который встречается во всех типах пород, но в резко различных содержаниях (табл. 33).

Изучение морфологических особенностей циркона из пород различных фаз и фаций разновозрастных массивов позволило выявить отчетливые различия между цирконами различных массивов.

В Ахпатском массиве преобладает призматический тип циркона, характеризующийся интенсивным развитием призмы (100) и бипирамиды (111), реже встречаются разности с доминирующим развитием призмы (110). Цирконы аналогичного габитуса характерны и для лейкократовых гранитов Кохбского и Банушского массивов.

В Кохбском массиве, в отличие от Ахпатского, наблюдается большое разнообразие форм циркона, особенно в кварцевых диоритах и тоналитах, а также в трондьемитах. В них, а также в породах главной фации Банушского массива, преобладающим развитием пользуются "копьевидные" призматические кристаллы. Очень редки изометричные кристаллы, характеризующиеся примерно одинаковым развитием призм (100), (110) и бипирамид (311), (111), реже (101), а также "гиацинтовые" разности.

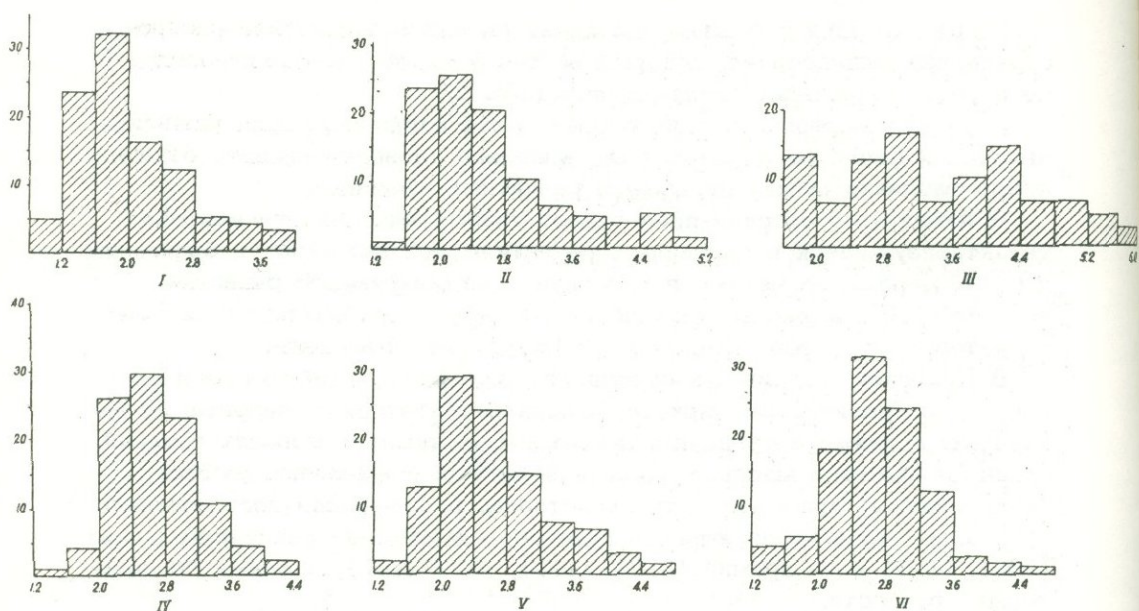
Сравнительно часто изометричные кристаллы встречаются в эндоконтактных диоритах и кварцевых диоритах Банушского массива.

Весьма характерно для кварцевых диоритов и тоналитов Кохбского массива присутствие искаженных кристаллов циркона с крайне неравномерным развитием граней. В жильных гранитах Кохбского массива преобладающим развитием пользуются удлиненные "копьевидные" кристаллы, в то время как в пегматитах и аплитах, наряду с ними, присутствуют и призматические разности.

В целом, в процессе формирования отдельных массивов, от ранних фаз к поздним, происходит упрощение морфологических форм циркона (уменьшение числа бипирамид и призм). Полученные данные по морфологическим особенностям цирконов плагиогранитов и трондьемитов свидетельствуют о том, что отмеченная закономерность обусловлена главным образом увеличением содержания кремнекислоты, в то время как изменение щелочности (калиевой) или - содержания железомagneзиальных компонентов не играют при этом существенной роли.

Изучение удлинения цирконов из различных массивов указывает на их определенные различия, при этом наиболее удлиненные кристаллы встречены в породах эндоконтактной фации, дайках раннего этапа, а также в дополнительных интрузиях лейкократовых гранитов (фиг. 11). Весьма интересно отметить отсутствие преобладающего значения удлинения в трондьемитах, что, по-видимому, обусловлено интенсивным проявлением в них процессов гибридизма и, если это так, то подобное явление может служить дополнительным критерием при выделении интенсивно гибридизированных разностей пород.

Исходя из морфологических особенностей циркона, их окраски, приуроченности к определенным минералам и т. п., выделяются две генерации цирконов. Первая генерация представлена сложно ограниченными



Фиг. 11. Удлинение — частота встречаемости цирконов из главных типов пород разновозрастных массивов: Кохбский массив: I — кварцевые диориты (280 замеров), II — тоналиты (200 замеров), III — тронджемиты (200 замеров), IV — жильные граниты (150 замеров); Банушский массив: V — гранодиориты (200 замеров), VI — лейкократовые граниты (130 замеров).

прозрачными кристаллами, бледно-желтого, соломенно-желтого цвета, с отсутствием в них включений и, как правило, приурочена к биотиту и реже — плагиоклазу. Вторая (поздняя) генерация характеризуется простотой огранки кристаллов, темной окраской (нередко непрозрачные), наличием многочисленных включений, в том числе газово-жидких, приуроченностью к стыку отдельных минералов. Следует отметить, что обе отмеченные генерации встречаются не во всех породах и достоверно устанавливаются в кварцевых диоритах, тоналитах, гранодиоритах, жильных гранитах, реже — лейкократовых гранитах Кохбского массива, а также в кварцевых диоритах, гранодиоритах и лейкократовых гранитах Банушского массива.

Цирконы изученных массивов характеризуются различиями в окраске. Так, цирконы Ахпатского массива представлены, как правило, темноокрашенными, иногда непрозрачными разностями с наличием многочисленных мелких включений магнетита. Цирконы же из пород I фазы Кохбского массива характеризуются своей бледно-желтой, соломенно-желтой окраской, присутствием редких включений (рутил, магнетит, биотит?). Темноокрашенные разности в них находятся в резко подчиненном количестве. При переходе к жильным породам и

лейкократовым гранитам начинают отчетливо преобладать темные разности цирконов. Прозрачные, слабоокрашенные цирконы характеризуются сильным алмазовидным блеском, для непрозрачных разностей более характерен жирный блеск. Отмеченные изменения в окраске цирконов от ранних фаз к поздним характерны и для Банушского массива, в котором нередко встречаются также цирконы с розовой, розовато-желтой окраской.

Циртолит. Характерен для кислых разностей всех массивов (табл. 33). Представлен, как правило, призматическими кристаллами с преимущественным развитием грани (100) и бипирамиды (111).

Цвет — коричневато-бурый, бурый. Блеск жирный, смолистый. Грани кристаллов шероховатые. В результате метамиктового распада изотропизирован. Согласно результатам приближенно-количественного спектрального анализа выявляется их обогащенность Hf, Th и TR.

Группа кальциевых аксессуарных минералов

Апатит. Встречается постоянно в породах различных фаз и фаций разновозрастных массивов. Максимальные его концентрации отмечаются в породах эндоконтактных фаций, минимальные — в лейкократовых гранитах и жильных образованиях.

Выделяются два наиболее общих морфологических типа апатитов — длиннопризматические до игольчатых и призматические, короткопризматические до бочковидных. Нередко оба типа апатитов присутствуют в одной и той же породе. В целом длиннопризматические игольчатые разности апатитов наиболее характерны для Ахпатского массива, а также для пород эндоконтактной фации Кохбского и Банушского массивов, а короткопризматические — для жильных пород и лейкократовых гранитов. При этом отмеченные разности являются, как правило, бесцветными и лишь в жильных гранитах Кохбского массива имеют темную окраску. Длиннопризматический апатит характеризуется простотой своих форм, среди которых преобладают дипирамидально-призматические кристаллы с сильно развитой призмой (10 $\bar{1}$ 0) и с подчиненной ей бипирамидой (10 $\bar{1}$ 1); базопинакоид (0001), обычно отсутствует.

Второй тип апатита — призматический, короткопризматический до бочковидного, встречен во всех разностях пород разновозрастных массивов. Причем, для пород Ахпатского массива, оливиновых габбро, диоритов Банушского массива отмеченный тип не характерен и встречается редко, в то время как для лейкократовых гранитов он является преобладающим.

Среди отмеченного типа апатитов также встречаются бесцветные (до бледно-голубого) и темные разности, при этом последние, как правило, присутствуют в породах эндоконтактной фации; реже темные апатиты встречаются и в породах главной фации Кохбского и Банушского массивов. Призматический, короткопризматический тип апатита, в отличие от длиннопризматического, характеризуется сравнительным обилием форм. Наряду с призмой (10 $\bar{1}$ 0) и бипирамидой (10 $\bar{1}$ 1) почти постоянно присутствуют базопинакоид (0001), бипирамида (11 $\bar{2}$ 1) и призма (11 $\bar{2}$ 0).

Взаимоотношение апатита с другими минералами выявляет приуроченность длиннопризматического игольчатого апатита к плагиоклазу-1 и II, роговой обманке-1, пироксену-1, что свидетельствует о его выделении в стадию главной кристаллизации. В то же время призматические разности апатита большей частью приурочены к стыкам отдельных минералов, либо к хлоритизированным участкам биотита, что позволяет предполагать их позднемагматическое или постмагматическое происхождение.

Изучение оптических свойств апатита из пород различных фаз и фаций разновозрастных массивов, показывает, что в целом значительных различий между апатитами главнейших типов пород разных массивов не наблюдается (табл. 45). В целом, апатиты из различных массивов относятся к промежуточной группе гидроксил-apatита - хлор-apatита. Лишь в лейкократовых гранитах и трондjemитах они относятся к промежуточной группе гидроксил-apatита - фтор-apatита.

Таблица 45
Показатели преломления апатитов из Ахпатского,
Кохбского и Банушского массивов

Массив, порода	No'	Ne'
Ахпатский		
Габбро	1,648 - 1,651	1,643 - 1,647
Плагиограниты	1,646 - 1,648	1,639 - 1,642
Кохбский		
Тоналиты, кварц, диориты	1,645 - 1,648	1,640 - 1,643
Лейкократовые граниты	1,638 - 1,640	1,636 - 1,638
Трондjemиты	1,637 - 1,640	1,633 - 1,637
Жильные граниты	1,640 - 1,644	1,637 - 1,641
Банушский		
Оливиновое габбро	1,644 - 1,646	1,641 - 1,643
Диориты	1,642 - 1,645	1,639 - 1,642
Гранодиориты	1,640 - 1,643	1,635 - 1,640
Лейкократовые граниты	1,636 - 1,639	1,633 - 1,636

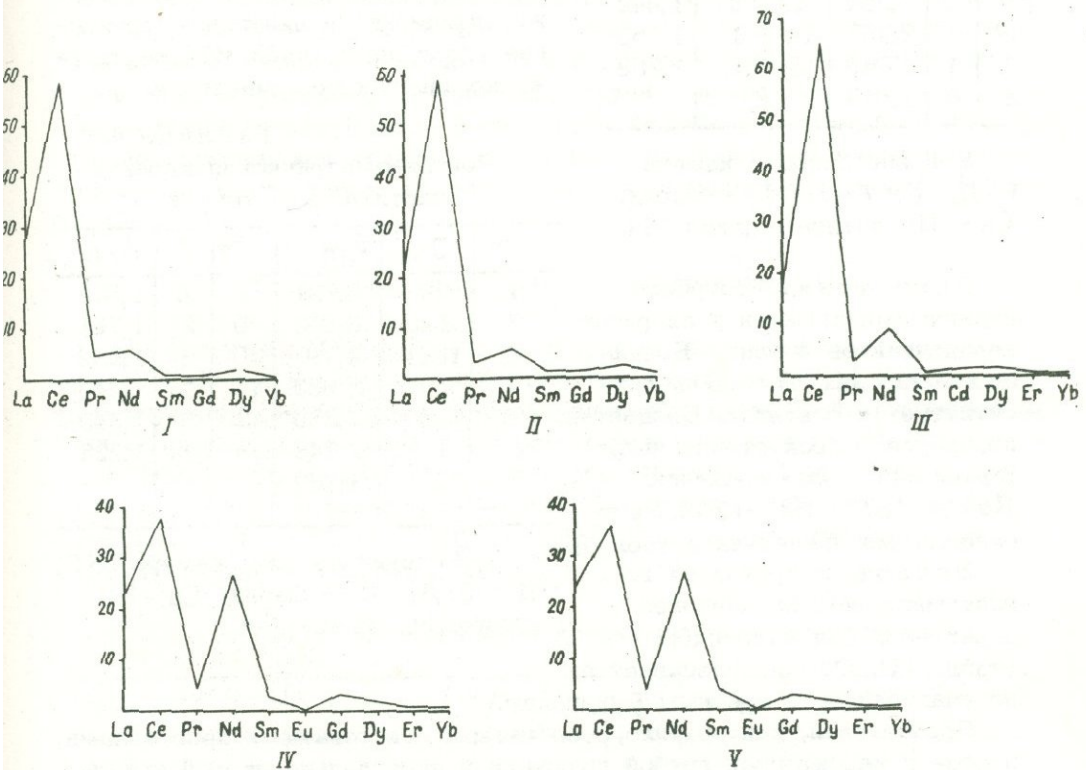
Содержание ΣTR в апатитах из различных массивов (табл. 46) увеличивается от пород эндоконтактной фации к главной (Банушский массив) и от ранних фаз к поздним (Кохбский массив). С другой стороны, фиксируется отчетливое повышение ΣTR от более древних массивов к молодым, причем апатиты Ахпатского и Кохбского массивов характеризуются селективной цериевой природой, в то время как для апатитов Банушского массива фиксируется два отчетливых пика - цериевый и неодимевый (фиг. 12). Изученные апатиты резко отличаются и по содержанию Y. Так, в апатите Ахпатского массива оно равно 0,020% (плагиогранит), Кохбского массива - 0,096%

Таблица 46

Содержание и состав редких земель в апатитах из Ахпатского, Кохбского и Банушского массивов в % от $\Sigma TR = 100^x$

№	ΣTR	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb
1	0,68	26,4	58,7	4,8	5,8	0,9	-	0,9	2,2	-	0,3
2	0,87	20,8	60,0	3,1	10,4	1,2	-	1,3	2,2	-	1,0
3	1,14	17,6	66,0	2,6	8,8	0,5	-	1,6	1,6	0,6	0,7
4	1,31	22,5	37,2	4,0	27,0	2,7	0,1	3,4	2,0	0,6	0,5
5	1,34	23,5	35,7	3,9	27,0	3,8	0,1	3,0	1,9	0,6	0,5

^x Аналитики Г. М. Мкртчян, Л. Б. Саруханян (ИГН АН Арм. ССР).
 1 - плагиогранит (Ахпатский массив); 2 - кварцевый диорит (Кохбский массив); 3 - пегматит (Кохбский массив); 4 - диорит (Банушский массив); 5 - гранодиорит (Банушский массив).



Фиг. 12. Распределение редких земель в апатитах из пород разновозрастных массивов. Ахпатский массив: I - плагиограниты. Кохбский массив: II - кварцевые диориты, III - пегматиты. Банушский массив: IV - диориты, V - гранодиориты.

(кварцевый диорит) и 0,16% (пегматит), Банушского массива - 0,23% (диорит) и 0,25% (гранодиорит). Определение содержаний Th в тех же породах показало его отсутствие в апатитах из Ахпатского массива; в разностях из Кохбского массива оно равно соответственно 0,002% и 0,003% в апатитах из Банушского массива - 0,002%. Полученные значения резко понижены по сравнению с содержаниями в апатитах из гранитных пегматитов - 0,8% (Heinrich, 1958).

Таблица 47
Рентгенометрическая характеристика дернита

№	J	d/n	№	J	d/n
1	5	3,43	9	2	1,888
2	3	2,998	10	5	1,817
3	10	2,780	11	2	1,746
4	4	2,667	12	2	1,492
5	5	2,254	13	3	1,442
6	1	2,151	14	1	1,255
7	1	2,040	15	1	1,209
8	6	1,918			

Условия съемки: камера РКД, Д = 57,3, d = шарик, Cu - Ni антикатод, эксп. 18ч.

Левистонит. Встречен единичными зернами в диоритах эндоконтактовой фации Банушского массива. В шлихах присутствует в осколках. Бесцветен, прозрачен. Блеск стеклянный. Одноосный, положительный. $No' = 1,620$, $Ne' = 1,615$. Рентгенограмма приведена в табл. 48.

Эпидот. Встречается во всех массивах, но наиболее характерен для Ахпатского (табл. 33). Обычно развивается по плагиоклазу и цветным минералам.

Представлен, как правило, столбчатыми, шестоватыми кристаллами, иногда с характерной грубой штриховкой параллельно второй кристаллографической оси.

Цвет - желтовато-зеленый (Ахпатский массив), зеленый, фисташково-зеленый (Кохбский и Банушский массивы). Показатели преломления варьируют - в Ахпатском массиве - $Ng' = 1,750-1,755$, $Np' = 1,717-1,724$, что согласно У. А. Диру и др. (1965) соответствует 22-24% железистости компонента (Fe^{3+}), в Кохбском массиве $Ng' = 1,762-1,770$, $Np' = 1,723-1,730$, что соответствует 27-30%

Дернит. Встречен в плагиогранитах главной фации Ахпатского массива. В шлихах обычно присутствует в виде обломков; редко встречаются призматические кристаллы. Цвет - коричневатый, буроватый. Блеск матовый, жирный. Одноосный, положительный. $No' = 1,600$, $Ne' = 1,587$. Наличие в основе минерала, наряду с Ca и P и Na, а также оптические и рентгенометрические его данные (табл. 47) подтверждают диагностику минерала.

Таблица 48
Рентгенометрическая характеристика левистонита

№	J	d/n	№	J	d/n
1	4	3,421	8	8	1,828
2	3 ш	3,053	9	2	1,701
3	10 ш	2,792	10	1	1,539
4	2	2,632	11	2	1,448
5	4 ш	2,250	12	1	1,345
6	1	2,148	13	1 ш	1,228
7	2	1,962			

Условия съемки: камера РКД, Д = 57,3, d = шарик, Cu - Ni антикатод, эксп. 17 ч.

железистого компонента. Химический состав эпидота из пегматита Кохбского массива приведен в табл. 49.

Таблица 49

Химический состав эпидота из пегматита Кохбского массива^x

№	SiO ₂	TiO ₂ ·Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.п
П-6	39,28	22,12	12,40	0,36	0,26	22,44	0,53	0,19	не обн.	2,92
П-6	37,40	22,16	13,05	0,38	0,27	23,66	-	-	-	2,92

^x Аналитик А. А. Бабаян.

Для эпидотов из эндоконтактных габбро-диоритов Банушского массива - $Ng' = 1,745-1,751$, $Np' = 1,715-1,720$, что соответствует 20-22% железистого компонента.

Флюорит. Обнаружен в незначительных количествах (табл. 33) в эндоконтактных кварцевых диоритах и гранитах, пегматитах и лейкократовых гранитах Кохбского массива, а также в лейкократовых гранитах Банушского массива. В шлихах, как правило, встречается в виде мелких осколков, в единичных случаях представлен октаэдрическими кристаллами. Цвет - бесцветный, чаще - фиолетовый. Распределение окраски, как правило, пятнистое. Прозрачен, темноокрашенные разности просвечивают в краях. Блеск - стеклянный; слабый. $N' = 1,432-1,435$.

Группа аксессуарных минералов алюминия

Андалузит. Обнаружен в измененных кварцевых диоритах Кохбского массива в довольно значительных концентрациях (109,65 г/т). Представлен столбчатыми, нередко длиннопризматическими кристаллами с доминирующим развитием ромбической призмы (110) и пинакоидом (001), призма (101) весьма слабо выражена. Включения отсутствуют. Цвет - перламутрово-серый до розового. Блеск стеклянный, слабый. $Ng' = 1,643$, $Np' = 1,635$. Рентгенометрическая характеристика приведена в табл. 50.

Таблица 50

Рентгенометрическая характеристика андалузита

№	J	d/n	№	J	d/n	№	J	d/n	№	J	d/n
1	7	5,46	10	9	2,240	19	2дв	1,338	27	4	1,021
2	9	4,43	11	9	2,128	20	4дв	1,282	28	4	1,011
3	5	3,828	12	3	1,962	21	6	1,239	29	4	0,979
4	6	3,421	13	5	1,794	22	4	1,207	30	2	0,943
5	1	3,273	14	4	1,737	23	3ш	1,185	31	2ш	0,924
6	1	3,137	15	6	1,587	24	4	1,168	32	3ш	0,895
7	8	2,710	16	6	1,530	25	3	1,034	34	3	0,855
8	6	2,426	17	10	1,481						
9	4	2,364	18	7	1,380						

Условия съемки: камера РКД, $D = 57,3$, $d =$ шарик, $Cu - Ni$ 229 антикатод, эксп. 23 ч.

Выводы

Проведенные исследования позволили, прежде всего, выявить в целом большое видовое разнообразие акцессорных минералов в разновозрастных интрузивных комплексах. Определено присутствие 45 акцессорных минералов (против известных 22), среди которых впервые обнаружены сподумен, андалузит, касситерит, флюорит, бастнезит и др.

Изучение видового и количественного содержания акцессорных минералов, их морфологических особенностей (фиг. 13), взаимоотношений и ассоциаций с другими минералами, позволяют наметить: а) основные закономерности их распределения; б) геохимические условия образования; в) генезис акцессорных минералов, с точки зрения времени их выделения; г) возможности их использования как индикаторов определенных петрогенетических процессов и — потенциальной рудоносности интрузивных комплексов.

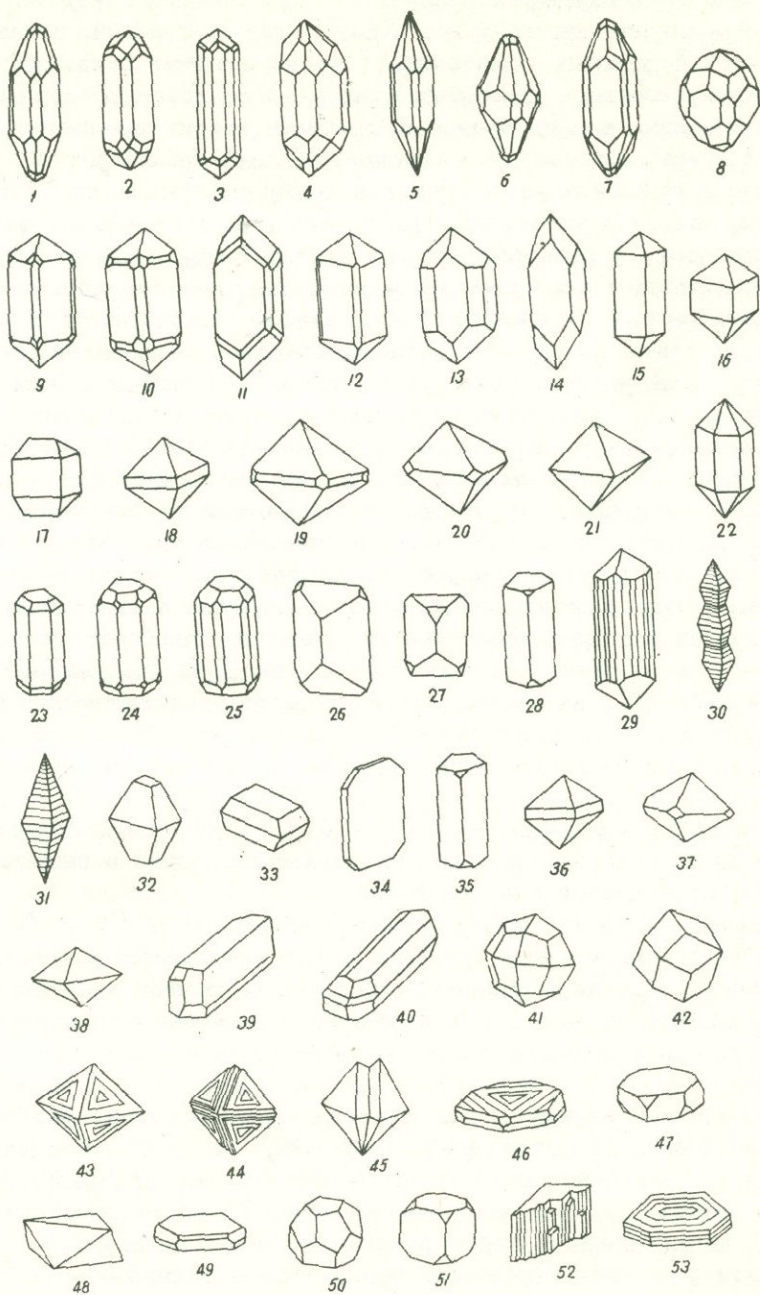
Видовой состав акцессорных минералов в различных массивах характеризуется определенной специфичностью. В Ахпатском массиве выявлена его ограниченность, при присутствии Ti — содержащих акцессориев и — высоким содержании титаномагнетита. Одновременно отмечается отсутствие минералов редких элементов. От габбровой фазы к плагиогранитной уменьшается количество титаномагнетита и ильменита, несколько повышается содержание циркона, рутила, появляются самородные элементы — свинец и цинк, а также отдельными зернами ортит.

Кохбский массив, по сравнению с Ахпатским, характеризуется значительным видовым разнообразием акцессорных минералов. В процессе формирования массива от ранних фаз к поздним уменьшается количество магнетита, Ti — содержащих акцессориев, циркона, некоторых сульфидов (пирита) и, наоборот, — появляются, либо увеличивается содержание редкоземельных и редкометалльных минералов — ортита, циртолита, ксенотима, касситерита, торита. Однако, последние присутствуют в весьма незначительных концентрациях. Эта закономерность нарушается в плагиоклазитах, трондъемитах, плагиогранитах III фазы, характеризующихся резко повышенными содержаниями Ti — их и Ca — их акцессориев.

В Банушском массиве вышеотмеченная тенденция сохраняется, причем при близком, с Кохбским массивом, видовом составе акцессорных минералов, количественные их соотношения различны.

В целом разновозрастные массивы Алавердского рудного района характеризуются отчетливой обогащенностью магнетитом, Ti и Ca — содержащими акцессориями, резкой обедненностью редкоземельными, радиоактивными и редкометалльными акцессорными минералами. Как несколько необычную, но весьма важную особенность Кохбского, и, в меньшей степени, Банушского массивов следует отметить присутствие, хотя и незначительное — шеелита (соответственно в породах I и II фазы), а также касситерита и самородного олова (как правило, в лейкократовых гранитах).

Среди акцессорных минералов выделяются, с одной стороны, группа "сквозных" акцессориев, встречающихся во всех породах разновозраст-



Фиг. 13. Морфологические формы аксессуарных минералов из пород Ахпатского, Кохбского и Банушского массивов. 1-15 - цирконы: 1-8 из диоритов, кварц. диоритов, гранодиоритов; 9-15 - из плагиигранитов, жильных гранитов, аплитов, лейкократовых гранитов, 16-21 - циртолиты; 22-25 - апатиты, 26-27 - сфены; 29 - рутил; 30-33 - анатазы; 34 - брукит; 35 - андалузит; 36-38 - ксенотимы; 39-40 - ортиты; 41-42 - гранаты из субвулканических липарито-дацитов; 43-45 - магнетиты; 46 - гематит; 47-49 - ильмениты; 50-51 - пириты; 52 - галенит; 53 - молибденит.

ных интрузивных комплексов (магнетит, пирит, апатит, циркон, сфен), и с другой - группа типоморфных акцессорных минералов, характерных либо для отдельных комплексов (титаномагнетит и самородный цинк для среднеюрского комплекса), либо - для пород различных фаз и фаций (ксенотим в лейкократовых гранитах, торит в жильных гранитах и пегматитах, бастнезит в эндоконтактовых лейкократовых тоналитах, сподумен и андалузит - в измененных разностях пород и т.д.).

Видовой состав и количественные соотношения отдельных акцессорных минералов в разновозрастных массивах обусловлены первичной концентрацией в исходном расплаве рассеянных, акцессорных и рудных компонентов, интенсивностью процессов ассимиляции и дифференциации, а также кристаллохимическими особенностями главных петрогенных элементов и микрокомпонентов. При определенных условиях, в частности, при повышенных концентрациях микрокомпонентов, либо при ограниченной возможности их изоморфного вхождения в другие минералы, они могут выделиться в виде самостоятельных акцессорных минералов. Отметим также, что и изменение некоторых породообразующих минералов, в которые обычно изоморфно входит рассеянный компонент, может привести к появлению самостоятельных минералов. В этом аспекте присутствие сподумена в измененных кварцевых диоритах Кохбского массива обусловлено освобождением лития из биотита при хлоритизации последнего. Некоторые рассеянные компоненты - Th, Y входящие обычно в состав акцессорных минералов, в пегматитово-пневматолитовый этап накапливаются в остаточном расплаве, выделяясь в виде самостоятельных минералов - торита и ксенотима.

Акцессорные компоненты - Zr, Ti, Fe³⁺ и др. даже при незначительных содержаниях становятся насыщающими и выделяются в виде самостоятельной твердой фазы.

Отдельную группу образуют рудные компоненты - Cu, Zn, Pb, Cd, Ag и др., которые присутствуют в виде микроскопических и субмикроскопических выделений собственных рудных минералов простого состава, либо в форме атомарного и молекулярного рассеивания, либо - сорбционного захвата, либо, наконец, входят в виде изоморфной примеси в породообразующие и акцессорные минералы (Таусон, 1961). В изученных массивах, в породах ранних фаз, в результате повышенных содержаний в них Mg и Fe основная часть Cu рассеивается в решетке цветных породообразующих минералов и магнетита, что затрудняет выделение акцессорного халькопирита. В то же время в лейкократовых гранитах, пегматитах, жильных гранитах, характеризующихся пониженными содержаниями Fe-Mg

компонентов, аналогично однотипным породам других регионов, несмотря на резко пониженные содержания Cu отмечается присутствие акцессорного халькопирита. Закономерности распределения акцессорных минералов, их морфологические особенности, взаимоотношения и ассоциации с породообразующими минералами свидетельствуют о одновременности их выделения и полигенетичности некоторых акцессориев (магнетит, апатит, сфен и др.). Устанавливается широкий временной и температурный интервал их кристаллизации, начиная

с магматического этапа и кончая автогидротермальным.

Видовой и количественный состав акцессорных минералов может служить и в качестве индикаторов различных петрогенетических процессов. В частности, широкое развитие кальциевых и Ti - содержащих акцессориев в трондjemитах, плагиоклазитах, жильных плагиогранитах, с учетом особенностей их химизма, свидетельствует о заметной роли при их формировании процессов известковистой ассимиляции. С другой стороны, появление в породах эндоконтактной фации и особенно в лейкократовых гранитах поздних фаз и пегматитах, редкометалльных и радиоактивных минералов, флюорита, поздних генераций циркона с газово-жидкими включениями обусловлены процессами щелочно-эманационной дифференциации.

Особенности видového и количественного состава акцессорных минералов позволяют высказать некоторые суждения о петрогенезисе рассматриваемых интрузивных комплексов. В этой связи повышенные содержания магнетита и высокие концентрации в них элементов группы железа, в частности, титана, широкое распространение титановых и титансодержащих акцессорных минералов, наконец, резкая обедненность акцессорными минералами редких элементов, а в отдельных случаях - их полное отсутствие (Ахпатский массив) позволяют с достаточной определенностью предполагать базальтовую исходную природу изученных массивов.

С другой стороны, присутствие в составе Кохбского и Банушского массивов касситерита, самородного олова и шеелита, т. е. минералов, характерных для производных гранитной магмы, свидетельствует об определенной роли гранитного материала, в частности, пород кристаллического фундамента, в формировании пород отмеченных массивов. Такое предположение об ассимиляционной природе отмеченных минералов представляется наиболее вероятным, поскольку, согласно данным Г. Л. Одикадзе (1969), как касситерит, так и шеелит являются типоморфными акцессорными минералами пород древнего кристаллического субстрата этой области. Отсутствие указанных минералов в составе среднеюрского плагиогранитного интрузивного комплекса (Ахпатский массив), по-видимому, обусловлено более глубоким уровнем его формирования.

Наконец, распределение и особенно низкие содержания главнейших для изученного района рудных минералов (халькопирит, галенит, сфалерит) в породах различных фаз и фаций отдельных массивов свидетельствуют об отсутствии акцессорно-минеральной специализации интрузивных комплексов Алавердского рудного района на указанные минералы. Отмеченное обстоятельство обусловлено, с одной стороны - кларковыми и нижнекларковыми концентрациями Cu и Pb в кристаллизовавшемся расплаве, а с другой - широким развитием железомagneзиальных минералов (магнетит, биотит, роговая обманка и др.), обусловивших изоморфное рассеивание в их кристаллической решетке таких элементов как медь и цинк.

Глава У1

ГЕОХИМИЯ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

Рассмотрение геохимических особенностей интрузивных комплексов Алавердского рудного района, на основании результатов полуколичественных спектральных определений ряда элементов, ранее было проведено С. И. Баласаняном (1963) и Г. А. Казаряном (1971). В настоящее время результаты этих исследований, как и выводы, основывающиеся на полуколичественной оценке их содержаний, не могут нас удовлетворить, поскольку по своим абсолютным значениям они обычно значительно отличаются от результатов количественных определений. Поэтому распределение и поведение отдельных элементов нами изучено на основании результатов количественных определений.

Исходя из металлогенических особенностей рассматриваемого района, характеризующегося наличием медноколчеданных и полиметаллических месторождений, основное внимание было уделено детальному изучению распределения в разновозрастных магматических образованиях главнейших рудогенных элементов и в особенности меди. С этой целью нами совместно с Г. М. Мкртчяном были проведены методические исследования, которые позволили выявить причины несоответствия результатов полуколичественных и приближенно-количественных спектральных анализов с данными количественных определений меди (доходящие до одного порядка), и разработать методику количественного определения меди для широкой гаммы пород — от основных до кислых (Г. Мкртчян, Мелконян, 1970; Мелконян, Г. Мкртчян, 1970).

Анализы проводились, как правило, на навесках, отквартованных из дубликатов проб весом 7–12 кг.

Рассмотрение элементов проведено по отдельным группам, согласно геохимической классификации А. Н. Заварицкого.*

Группа малых петрогенных элементов

Литий. Содержание Li в различных массивах отчетливо индивидуализировано (табл. 51). Наиболее пониженные его концентрации (< 5 г/т) фиксируются в габбро, плагиогранитах и плагиоаплитах Ахпатского массива. В Банушском массиве от ранних фаз к поздним наблюдается пятикратное повышение содержаний Li .

Таблица 51

Содержание лития в Кохбском и Банушском массивах (г/т)

Массив; порода	Li	Массив; порода	Li
Кохбский		Банушский	
Тоналит	10	Олив. габбро	8
Кварц. диорит	10	Диорит	20
Гранодиорит	10	Гранодиорит	20
Гранит	8	Гранодиорит	15
Трондьемит	< 5	Лейк. гранит	40
Лейк. гранит	< 5	Пегматит	50
Пегматит	5		
Плаггиоаплит	< 5		
Жильный гранит	< 5		

Определения проведены методом фотометрии пламени (ИМГРЭ, аналитики С. Л. Орлова, С. Б. Исаченкова).

Сопоставление содержаний Li в различных массивах свидетельствует об их отчетливой индивидуализированности. От более древних массивов к молодым происходит увеличение концентраций Li , при этом однотипные породы разновозрастных массивов характеризуются различными содержаниями. Средние содержания Li в разнотипных породах отдельных массивов, за исключением лейкократовых гранитов Банушского массива, по сравнению с кларковыми концентрациями, характеризуются заметно пониженными значениями, которые наиболее близки к кларку основных пород (18 г/т по Беусу). Сопоставление содержания с однотипными породами других регионов (Таусон, 1961; Ставров, 1963; Кузьмин и др., 1964; Коптев-Дворников, Негрей, 1966 и др.) свидетельствует об отчетливой обедненности литием пород изученных массивов.

Рубидий. Закономерности поведения Rb детально рассмотрены в нашей специальной публикации (Мелконян, 1970), поэтому мы лишь кратко остановимся на некоторых особенностях его распределения (табл. 52).

Резко пониженные концентрации Rb (< 50 г/т) отмечаются в габбро, плаггиогранитах и плаггиоаплитах Ахпатского массива. В Кохбском и Банушском массивах фиксируются несколько повышенные (60 г/т) примерно равные его концентрации. При этом содержания Rb в породах различных фаз и фаций отчетливо понижены по сравнению с соответствующими кларками и в целом наиболее близки, даже в лейкократовых гранитах, к кларку основных пород (45 г/т, в средних - 100 г/т, в кислых - 200 г/т)^x.

^x Средние содержания здесь и далее приведены по А. П. Виноградову (1962).

Как показало изучение гранитоидов Урала, выделенные в этом регионе гранитоиды гранитного и базальтового рядов, наряду с другими признаками, отчетливо различаются также по содержанию Rb и K/Rb отношению (Овчинников, Траянова, 1963).

Таблица 52
Содержание Rb в Кохбском и Банушском массивах (г/т)^x

Массив; порода	Rb	$K/Rb \cdot 10^2$	Массив; порода	Rb	$K/Rb \cdot 10^2$
Кохбский			Банушский		
Тоналит	60	2,5	Олив. габбро	50	-
Кварц. диорит	50	2,5	Диорит	80	2,4
Гранодиорит	50	3,8	Гранодиорит	50	5,2
Гранит	110	3,0	Гранодиорит	60	3,7
Трондьемит	50	-	Лейк. гранит	70	4,7
Лейк. гранит	60	6,5	Пегматит	70	5,4
Пегматит	80	5,3			
Плагиоаплит	50	-			
Жильный гранит	80	4,3			

^x Определения проведены методом фотометрии пламени (ИМГРЭ, аналитики С. Л. Орлова, С. Б. Исаченкова). Точность определений 5-15 %.

Гранитоиды гранитного ряда содержат в среднем 170 г/т Rb при K/Rb отношении, равном 190, в то время как соответствующие данные для гранитоидов габбрового ряда равны 20 г/т и 1600. При рассмотрении данных по другим регионам (Сажина, 1958; Таусон, 1961; Ставров, 1963; Кузьмин и др., 1964; Эфендиев и др., 1965; Коптев-Дворников, Негрей, 1966 и др.) также выявляется отчетливая обогащенность Rb (от 130 до 340 г/т) орогенных гранитоидов, в то время как в гранитоидах геосинклинального этапа развития фиксируются отчетливо пониженные его содержания (от 17 до 33 г/т). Рассмотрение под этим углом зрения содержаний Rb в Ахпатском, Кохбском и Банушском массивах указывает на их близость с гранитоидами базальтового ряда, в то же время промежуточные значения K/Rb отношений в породах Кохбского и Банушского массивов указывают на определенную роль гранитного материала в формировании отмеченных массивов.

Цезий. В породах различных фаз и фаций разновозрастных интрузивных комплексов содержание Cs ниже предела чувствительности метода - $5 \cdot 10^{-3}$.

Элементы группы железа

Титан. Общей особенностью поведения Ti в различных массивах является резкое уменьшение его содержаний от ранних фаз к поздним (табл. 53.).

В целом, в разновозрастных массивах отмечаются близкие концентрации Ti . При этом основные и средние типы пород, как правило, характеризуются пониженными содержаниями, по сравнению с кларком (в основных породах - 0,9%, в средних - 0,8%). В кислых породах ранних фаз отмечаются близкларковые значения, в то время как в лейкократовых гранитах поздних фаз и в жильных образованиях они, относительно кларка (0,23%), резко понижены.

Таблица 53

Содержание элементов группы железа в Ахпатском, Кохбском и Банушском массивах^х

Массив, порода	Ti	Mn	Ni	Co	V	Cr
Ахпатский						
Габбро, п-121	0,45	0,18	0,010	0,003	0,018	0,003
Плагиигранит, п-120	0,40	0,02	0,0028	0,0003	0,002	0,001
Плагиигранит, п-126	0,23	0,07	0,0005	0,0005	0,002	0,001
Плагииаплит, обр. 795	0,05	0,01	0,0005	0,0005	0,001	0,0003
Кохбский						
Тоналит, п-88	0,40	0,07	0,004	0,001	0,01	0,001
Гранодиорит, обр. 650г	0,34	0,05	0,001	0,001	0,009	0,002
Гранит, п-105	0,15	0,01	0,0008	0,0008	0,005	0,001
Лейк. гранит, п-108	0,07	0,02	0,0002	0,0002	0,001	0,0002
Жильн. гранит, п-30	0,10	0,03	0,0005	0,0005	0,005	0,001
Плагииаплит, обр. 166	0,02	0,01	0,0004	0,0005	0,003	0,0002
Банушский						
Олив. габбро, п-49	0,83	0,20	0,015	0,003	0,02	0,005
Диорит, п-83	0,51	0,13	0,002	0,002	0,015	0,002
Кв. монцо-диорит, обр. 330	0,35	0,10	0,002	0,0008	0,002	0,0002
Гранодиорит, п-84	0,30	0,05	0,0006	0,001	0,008	0,001
Лейк. гранит, п-68	0,05	0,01	0,0003	0,0001	0,001	0,0002

^х По результатам химических анализов (ИГН АН Арм. ССР; аналитики О. А. Бозоян, В. А. Бабаян, С. А. Дехтрикян).

Марганец. Содержание Mn в рассматриваемых массивах (табл. 53) от ранних фаз к поздним резко уменьшается. Породы ранних фаз Ахпатского и Банушского массивов характеризуются кларковыми, а - поздних фаз, в том числе и Кохбского массива - нижекларковыми концентрациями. Средние содержания Mn в Ахпатском, Кохбском и Банушском массивах (соответственно 0,04%, 0,06% и 0,05%) близки между собой.

Никель. Содержание Ni в различных массивах, от ранних фаз к поздним, отчетливо уменьшается, причем наиболее резко - в лейкократовых гранитах (табл. 53). В породах ранних фаз отмечаются близкларковые концентрации, в то время как породы поздних фаз и особенно лейкократовые граниты, по сравнению с кларком, характеризуются заметно пониженными содержаниями (0,0008%).

Кобальт. В рассматриваемых массивах содержание Co от ранних фаз к поздним уменьшается (табл. 53). Породы габбровой фазы Ахпатского и Банушского массивов, по сравнению с кларком (0,0045%), характеризуются несколько пониженными содержаниями. В породах II фазы тех же массивов, а также I фазы Кохбского массива отмечаются близкларковые содержания. Резко пониженными концентрациями, относительно кларковых (0,0005%), выделяются лейкократовые граниты.

В целом, Кохбский и Банушский массивы характеризуются однотипными содержаниями Co тогда как в Ахпатском массиве, по сравнению с ними, оно в 2 раза понижено.

Ванадий. Общей особенностью поведения V в различных массивах является уменьшение его содержаний от ранних фаз к поздним (табл. 53). При этом в породах ранних фаз отмечаются близкларковые содержания, в то время как породы поздних фаз, по сравнению с кларком (0,004%), характеризуются отчетливо пониженными содержаниями ванадия. Несколько повышенными концентрациями выделяются эндоконтактовые гранодиориты и граниты I фазы Кохбского массива и гранодиориты II фазы Банушского массива.

Хром. Содержание Cr в различных массивах отчетливо уменьшается от ранних фаз к поздним. Все породы различных фаз и фаций отдельных массивов содержат нижекларковые его концентрации, причем наиболее резко это проявлено в лейкократовых гранитах. Преобладающие типы пород отдельных массивов имеют близкие содержания хрома.

Группа редких элементов

Галлий. Содержания Ga в различных массивах близки между собой (табл. 54). От ранних фаз к поздним существенного изменения в концентрациях Ga не наблюдается. Сопоставление содержаний Ga в отдельных типах пород изученных массивов с однотипными породами других регионов (Нокколдо, Аллен, 1958; Борисенок, 1959; Таусон, 1961 и др.) свидетельствует об их примерно равных концентрациях.

Таблица 54

Содержание галлия в Ахпатском, Кохбском и Банушском массивах (г/т)^x

Массив, порода	Ga	Массив, порода	Ga	Массив, порода	Ga
Ахпатский		Кохбский		Банушский	
Кв. диорит	20	Тоналит	15	Диорит	20
Плагиигранит	20	Гранодиорит	20	Гранодиорит	20
Плагиигранит	25	Гранит	15	Гранодиорит	20
Плагииоаплит	20	Лейк. гранит	10	Лейк. гранит	10
		Трондьемит	15		
		Жильн. граниты	13		

^x По результатам химических анализов (ИГН АН Арм.ССР, аналитик Т. Т. Авакян).

Германий. Содержание Ge в процессе формирования отдельных массивов существенно не изменяется (табл. 55). В породах различных фаз и фаций концентрации Ge несколько превышают соответствующие кларки (в основных и средних породах – 0,00015%, в кислых – 0,00014%).

Таблица 55
Содержание Ge в Ахпатском, Кохбском, Банушском массивах (г/т)^x

Массив, порода	Ge	Массив, порода	Ge	Массив, порода	Ge
Ахпатский		Кохбский		Банушский	
Плагиигранит	2,3	Тоналит	1,7	Олив. габбро	3,0
Плагииоаплит	2,0	Гранодиорит	1,6	Диорит	1,8
		Гранит	1,7	Гранодиорит	1,3
		Лейк. гранит	1,6	Лейк. гранит	2,0
		Трондъемит	2,0		
		Жильн. гранит	1,7		
		Плагииоаплит	2,0		

^x По результатам химических анализов (ИГН АН Арм. ССР, аналитик С. А. Дехтрикян).

В отличие от распределения Ge в породах, содержания Ge в аксессуарном магнетите из пород разновозрастных массивов четко различаются друг от друга (табл. 56). При этом в ряду генетически связанных пород (Банушский массив), содержание Ge в магнетите возрастает с увеличением кремнекислотности пород. Отмеченное обстоятельство обусловлено уменьшением количества цветных минералов, в частности, пироксена, являющегося среди породообразующих минералов главным концентратором Ge (Harris, 1954). По-

Таблица 56
Содержание Ge в аксессуарном магнетите из пород Ахпатского, Кохбского, Банушского массивов (г/т)^x

Массив, порода	Ge	Массив, порода	Ge	Массив, порода	Ge
Ахпатский		Кохбский		Банушский	
Плагиигранит	6,3	Кварц. диорит	2,4	Диорит	1,8
Плагиигранит	6,1	Лейк. гранит	4,1	Кв. монцодиорит	2,7
		Жильн. гранит	3,1	Гранодиорит	3,8
		Жильн. гранит	3,4		

^x По результатам количественных спектральных определений (ИГН АН Арм. ССР; аналитик Г. М. Мкртчян).

этому максимальные концентрации Ge фиксируются в магнетитах из пород, почти полностью лишенных цветных минералов. Эта закономерность, как

было показано нами (Карапетян и др., 1966), характерная в целом для разновозрастных и разноформационных интрузивных комплексов Армении не согласуется с существующим мнением о независимости содержания Ge в аксессуарном магнетите от состава пород, в генетически связанных сериях пород (Вахрушев, Арнаутов, 1964).

Таллий. Содержание Tl в породах различных фаз и фаций повышается от древних массивов к молодым (табл. 57), однако, даже в наиболее обогащенных таллием разностях, оно соответствует лишь кларку основных пород - 0,2 г/т (в средних породах - 0,5 г/т, в кислых - 1,5 г/т). Следует подчеркнуть резко пониженные концентрации Tl в плагиигранитах, трондъемитах и плагиаоплитах, характеризующихся незначительными содержаниями K . Прямая зависимость между содержаниями K и Tl отмечается в Кохбском массиве, причем в процессе дифференциации происходит увеличение K/Tl отношения, свидетельствующее о более интенсивном накоплении K относительно Tl .

Таблица 57
Содержание Tl в Ахпатском, Кохбском, Банушском массивах (г/т)^x

Массив, порода	Tl	$K/Tl \cdot 10^{-4}$
Ахпатский		
Плагиигранит	0,025	-
Кохбский		
Тоналит	0,17	8,8
Гранит	0,24	13,8
Лейк. гранит	0,26	15,0
Трондъемит	0,033	8,2
Жильн. гранит	0,21	16,2
Плагиаоплит	0,03	14,3
Банушский		
Диорит	0,15	12,7
Гранодиорит	0,27	9,5
Лейк. гранит	0,27	12,3
Пегматит	0,27	14,1

^x По результатам химических анализов (ИМГРЭ).

Сопоставление содержаний Tl в различных типах пород изученных массивов с содержаниями в аналогичных породах других регионов свидетельствует о резко пониженных его концентрациях во всех типах пород рассматриваемых массивов. Так, если содержание Tl в диоритах Банушского массива равно 0,15 г/т, в тоналитах Кохбского массива - 0,17 г/т, в гранитах - 0,24-0,17 г/т, то в аналогичных породах гранитоидных комплексов орогенного этапа оно равно соответственно 0,5-0,7 г/т, 0,9-1,2 г/т, 0,7-5,0 г/т (Воскресенская, 1959, 1961; Ефремова и др.; 1965 и др.) Разумеется, такие резкие различия не случайны и, по всей вероятности, обусловлены исходным составом магмы - базальтовым, либо гранитным. В этом аспекте, с учетом содержаний Tl в изученных массивах, соответствующих лишь кларку основных пород, можно высказать мнение об их принадлежности к производным базальтовой магмы.

Группа металлогенных элементов

Медь. Содержание меди в породах и минералах определилось методом количественного спектрального (ИГН АН Арм. ССР; аналитик Г. М. Мкртчян) и химического (ИГН АН Арм. ССР; аналитик О. А. Бозоян) анализов. В целом выявилась хорошая сходимость ре-

зультатов. Средние содержания для отдельных типов пород вычислены по данным количественного спектрального анализа, учитывая лучшую воспроизводимость и точность метода.

В Ахпатском массиве среднее содержание Cu равно 0,0021%. В породах различных фаз и фаций Cu содержится в нижекларковых концентрациях (табл. 58). Напомним, что среднее содержание Cu в основных породах равно 0,01%; в средних — 0,0035, в кислых — 0,002%.

Таблица 58

Содержание Cu в Ахпатском массиве (%)

Порода	Cu	Место взятия
Габбро	0,0078	Участок Кадоцк
Габбро-диорит	0,0065	Участок Кадоцк
Плаггиогранит	0,0014	Цент. часть массива
Плаггиогранит	0,0011	Цент. часть массива
Плаггиогранит	0,0022	Цент. часть массива
Плаггиогранит	0,0014	Зап. часть массива
Плаггиогранит	0,0023	Север. часть массива
Плаггиогранит	0,0013	Южная часть массива
Плаггиогранит	0,0012	Южная часть массива
Кв. диорит	0,0031	Север. часть массива
Плаггиоаплит	0,002	ЮВ часть массива

В Кохбском массиве среднее содержание Cu равно 0,0039%. В однотипных породах I фазы наблюдаются широкие вариации его концентраций. Кварцевые диориты и тоналиты из центральных частей массива характеризуются сравнительно пониженными концентрациями в то время как в аналогичных породах западной и северо-западной эндоконтактных зон, обогащенных фтором, содержание Cu отчетливо повышается. Среднее содержание Cu в кварцевых диоритах и тоналитах — 0,0039% находится в пределах кларковых концентраций. Пониженными содержаниями Cu выделяются лейкократовые граниты, трондjemиты и плаггиоклазиты (табл. 59).

В Банушском массиве (табл. 60) несколько повышенными концентрациями, относительно кларка, характеризуются эндоконтактные диориты. В гранодиоритах II фазы содержания Cu соответствуют кларку, а в лейкократовых гранитах оно более двух раз ниже кларка.

Содержания Cu в породах различных фаз разновозрастных массивов свидетельствуют об их близокларковых концентрациях, что позволило нам впервые отметить отсутствие металлогенической специализации на Cu интрузивных комплексов Алавердского рудного района (Мелконян, Г. Мкртчян, 1970). Лишь в породах эндоконтактной фации Кохбского и Банушского массивов, обогащенных летучими, в отдельных случаях отмечается некоторое повышение содержаний Cu ("локальная металлогеническая специализация" по В. С. Коптеву-Дворникову и М. Г. Руб). В процессе формирования отдельных массивов

Таблица 59

Содержание Cu в Кохбском массиве (%)

Порода	Cu	Место взятия
Диорит	0,0054	ЮЗ часть массива
Кварц. диорит	0,0019	Центр. часть массива
Кварц. диорит	0,0012	Центр. часть массива
Кварц. диорит	0,0036	Центр. часть массива
Тоналит	0,0025	Центр. часть массива
Тоналит	0,0011	Центр. часть массива
Кварц. диорит	0,0013	Центр. часть массива
Кварц. диорит	0,0054	Центр. часть массива
Тоналит	0,0028	Вост. часть массива
Тоналит	0,0007	ЮЮВ часть массива
Кварц. диорит	0,0010	ЮЮВ часть массива
Кварц. диорит	0,0011	Южн. часть массива
Кварц. диорит	0,0054	Запад. часть массива
Кварц. диорит	0,0060	Запад. часть массива
Кварц. диорит	0,0050	СЗ часть массива
Кварц. диорит	0,0059	СЗ часть, Чочканский уч.
Гранодиорит	0,0029	СЗ часть, Чочканский уч.
Гранодиорит	0,0020	СЗ часть, Чочканский уч.
Гранит	0,0014	СЗ часть, Чочканский уч.
Трондъемит	0,00037	Южн. часть массива
Плагиоклазит	0,00091	Южн. часть массива
Плагиоклазит	0,00093	Южн. часть массива
Лейк. гранит	0,0013	СЗ часть, Чочканский уч.
Лейк. гранит	0,00068	СЗ часть, Чочканский уч.
Лейк. гранит	0,0020	СЗ часть, Чочканский уч.
Лейк. гранит	0,0014	СЗ часть, Чочканский уч.
Аплит	0,0016	СЗ часть массива
Аплит	0,00065	СЗ часть массива
Аплит	0,0016	СЗ часть массива
Жильн. гранит	0,0021	СЗ часть массива
Жильн. гранит	0,0038	СВ часть массива
Жильн. гранит	0,0023	СВ часть массива
Жильн. гранит	0,0026	Вост. часть массива
Плагиогранит-порфир	0,00055	СЗ часть массива
Плагиогранит-порфир	0,0006	СЗ часть массива

содержание Cu уменьшается от пород ранних фаз к поздним и от эндоконтактной фации к главной. При этом процессы местного гибридизма (влияние вмещающих вулканитов средне-основного состава) ведут к увеличению содержаний Cu .

Распределение меди в породообразующих минералах Ахпатского, Кохбского и Банушского массивов (табл. 61) указывает на макси-

Таблица 60

Содержание Cu в Банушском массиве (%)

Порода	Cu	Место взятия
Габбро	0,012	Запад. часть массива
Габбро	0,0085	Запад. часть массива
Габбро	0,017	Запад. часть массива
Диорит	0,0048	ЗЮЗ часть массива
Диорит	0,0044	Вост. часть Лалварского массива
Диорит	0,0045	Вост. часть Лалварского массива
Диорит	0,0078	Вост. часть Лалварского массива
Диорит	0,0063	Вост. часть Лалварского массива
Кварц. диорит	0,0025	Южн. часть массива
Кварц. диорит	0,00069	Северн. часть массива
Кварц. монцо-диорит	0,00076	Южн. часть массива
Гранодиорит	0,00072	Южн. часть массива
Гранодиорит	0,00078	Южн. часть массива
Гранодиорит	0,00066	ЮЗ часть массива
Гранодиорит	0,0027	Северн. часть массива
Гранодиорит	0,0027	Северн. часть массива
Гранодиорит	0,0018	Северн. часть массива
Гранодиорит	0,002	ЗЮЗ часть массива
Гранодиорит	0,0035	Центр. часть Лалварского массива
Гранодиорит	0,0016	Центр. часть Лалварского массива
Гранодиорит	0,0032	Центр. часть Лалварского массива
Лейк. гранит	0,0006	Южн. часть массива
Лейк. гранит	0,00032	Южн. часть массива
Лейк. гранит	0,0001	Южн. часть массива
Лейк. гранит	0,0003	Южн. часть массива
Лейк. гранит	0,001	Северн. часть массива
Лейк. гранит	0,0025	Северн. часть массива
Аплит	0,0014	Южн. часть массива

мальные концентрации его в биотите и роговой обманке и минимальные - в кварце и ортоклазе. В сосуществующих биотите и роговой обманке наибольшее накопление меди отмечается в биотите. В одноименных минералах из различных пород содержания меди, как правило, отличаются друг от друга и обычно обусловлены степенью его концентрации в породе, хотя и в магнетитах эта закономерность не выдерживается.

Расчет мономинерального баланса Cu для кварцевого диорита Кохбского массива и гранодиорита Банушского массива показывает, что минералом-носителем является плагиоклаз, а минералом-концентратом - биотит. С породообразующими минералами связано более 60% Cu в породах.

При выявлении корреляционной связи Cu с другими элементами, как было показано (Мелконян. Г. Мкртчян, 1970), наиболее от-

Таблица 61

Содержание Cu в породообразующих минералах
Ахпатского, Кохбского и Банушского массивов

Минералы	1	2	3	4	5	6
Плагиоклаз	0,76	2,0	0,33	-	1,6	-
Роговая обманка	-	2,4	-	-	2,5	-
Биотит	-	3,9	-	-	3,0	-
Кварц	0,41	0,65	0,2	-	0,54	-
Ортоклаз	-	-	-	0,23	0,2	-
Пироксен	-	-	-	-	-	0,98
Оливин	-	-	-	-	-	2,1
Магнетит	2,6	2,2	-	2,6	2,0	-

Ахпатский массив: 1 - плагиогранит; Кохбский массив; 2 - кварцевый диорит, 3 - трондземит; 4 - жильный гранит; Банушский массив: 5 - гранодиорит, 6 - оливиновое габбро.

четливо проявляется зависимость между содержаниями Cu и Fe^{2+} в то время как зависимость от суммарного количества железа выражена менее четко.

Свинец. Содержание Pb в Ахпатском массиве (табл. 62) несколько понижено по сравнению с кларком кислых пород (0,002%).

В Кохбском массиве в кварцевых диоритах и тоналитах, слагающих преобладающую часть массива, содержания Pb резко понижены и более двух раз ниже кларка даже основных пород (0,0008%). Отчетливое повышение концентраций Pb происходит в эндоконтактовых гранодиоритах и гранитах, обогащенных фтором.

В Банушском массиве содержание Pb в гранодиоритах не превышает кларка основных пород.

Изучение, по данным количественного спектрального анализа, распределения Pb в полевых шпатах выявило резко пониженные его содержания ($< 0,0003\%$) в плагиоклазах из тоналитов и кварцевых диоритов Кохбского массива. Сравнительно повышенные концентрации отмечаются в ортоклазах из лейкократовых гранитов Кохбского (0,0004%) и Банушского (0,0003%) массивов. Полученные результаты для полевых шпатов резко понижены по сравнению с данными для аналогичных минералов из однотипных пород других регионов, в которых содержание Pb колеблется в пределах от 0,0014 до 0,004% (Ларсен и др., 1955; Рабинович, Баскова, 1959; Таусон, 1961; Гаврилин и др., 1966).

Соотношение между содержаниями Pb и K в пределах отдельных массивов проявлено с различной четкостью (табл. 62). Это в свою очередь сказывается на характере изменения K/Pb отношения. При этом K/Pb отношение в плагиогранитах Ахпатского массива (359 против 1670 в средних типах кислых пород) свидетельствует о резко повышенных концентрациях Pb по сравнению с

соответствующими содержаниями К. Повышенные концентрации РЬ в Ахпатском массиве интересны с точки зрения форм нахождения РЬ, поскольку плагиограниты характеризуются отсутствием К-Na полевого шпата, а возможности изоморфного вхождения РЬ в плагиоклаз, как известно (Таусон, 1961 и др.), ограничены. Как показало изучение искусственных шлихов из плагиогранитов Ахпатского массива РЬ в их составе присутствует в самородной форме, что отмечалось и П. С. Бартияном (1966), и очень редко - в виде акцессорного галенита.

Таблица 62

Содержание РЬ в Ахпатском, Кохбском, Банушском массивах (г/т)^х

Массив; порода	РЬ	К/РЬ	К%
Ахпатский			
Плагиогранит	17	365	0,62
Плагиогранит Кохбский	15	353	0,53
Тоналит	3	4967	1,49
Кв. диорит	3	-	-
Гранодиорит	16	1181	1,89
Гранит	40	830	3,32
Лейк. гранит	28	1393	3,90
Трондъемит	3	900	0,27
Жильн. гранит	7	4857	3,4
Банушский			
Диорит	4	4775	1,91
Гранодиорит	9	2866	2,58
Гранодиорит	8	2800	2,24
Лейк. гранит	9	3555	3,2

^х По результатам количественного спектрального анализа (ИМГРЭ; аналитик Р. Терехова).

последних; в частности, в кварцевых диоритах и тоналитах содержание РЬ колеблется в пределах 0,001-0,0037%, в гранодиоритах и гранитах - 0,0021-0,0036%, в лейкократовых гранитах и аляскитах - 0,0033-0,0035%. Такие резкие различия в содержаниях РЬ в однотипных породах, разумеется, не случайны и, по всей вероятности, обусловлены отличиями в первичной концентрации РЬ в исходной базальтовой и гранитной магмах.

Вольфрам. Содержания W в различных массивах (табл. 63) близки между собой и находятся, как правило, в пределах кларков и лишь в Кохбском массиве они несколько превышают кларк средних пород (0,0001%). В Кохбском и Банушском массивах от ранних фаз к поздним отмечается накопление W. Однако максимальные кон-

Сопоставление содержаний РЬ в однотипных породах из различных массивов, как и в разновозрастных массивах в целом, свидетельствует об их четких различиях. Одновременно выявляется отсутствие металлогенической специализации на РЬ изученных массивов. В то же время обогащенность свинцом эндоконтактных гранитов Кохбского массива позволяет говорить об их "локальной металлогенической специализации" (по В. С. Коптеву-Дворникову и М. Г. Руб), обусловленной явлениями эманационной дифференциации.

Сравнение содержаний РЬ в главнейших типах пород рассмотренных массивов с содержаниями в однотипных породах гранитоидных комплексов гранитного ряда других регионов (Таусон, 1961; Кузьмин и др.; 1964; Злобин и др., 1965 и др.) указывает на отчетливо повышенные концентрации РЬ в

центрации W отмечаются в эндоконтактовых гранитах Кохбского массива, характеризующихся повышенным содержанием фтора.

Содержания W в гранитоидах различных регионов (Jeffery, 1959; Сотников, Изюмова, 1965; Остафийчук, 1968; Иванова, Бутузова, 1968 и др.) варьируют в небольших пределах (0,0001–0,0002%), с которыми, в целом, согласуются и наши данные.

Таблица 63
Содержание W в Ахпатском, Кохбском, Банушском массивах (г/т)^х

Массив; порода	W
Ахпатский Плагиигранит Кохбский	1,4
Тоналит	1,4
Гранит	8,0
Лейк. гранит	2,5
Жильный гранит Банушский	1,8
Гранодиорит	1,2
Лейк. гранит	2,5

^х По результатам химических анализов (ИМГРЭ; аналитик Н. Вейн).

Олово. Содержания Sn в рассматриваемых массивах отличаются друг от друга (табл. 64). В Кохбском и Банушском массивах от ранних фаз к поздним происходит значительное увеличение его содержаний. Максимальными концентрациями Sn характеризуются эндоконтактовые граниты Кохбского массива, обогащенные фтором. В плагиигранитах Ахпатского массива содержание Sn несколько понижено по сравнению с кларком, в то время как в породах Кохбского и Банушского массивов они отчетливо превышают соответствующие кларки (в средних породах 0,00015%, в кислых – 0,0003%). Содержания Sn в преобладающих типах пород изученных массивов соответствуют концентрациям (0,0003–0,0007%), типичным для неоловоносных гранитов (Барсуков и Павленко, 1956; Onischi, Sandell, 1957; Знаменский и др., 1964; Иванова, Бутузова, 1968; Ляхович, Мустафаев, 1968 и др.). С другой стороны, содержания в лейкократовых гранитах являются промежуточными между неоловоносными и оловоносными гранитами. Именно в них нами обнаружено и присутствие акцессорного касситерита.

Молибден. Изучение распределения Mo в породах различных фаз и фаций отдельных массивов показало, что его содержания находятся в пределах ниже чувствительности химического анализа ($1 \cdot 10^{-4}\%$). Лишь в гидротермально измененных кварцевых диоритах Кохбского массива в районе Техутского молибденового проявления, а также в гранодиоритах северной эндоконтактовой зоны Банушского массива, содержащих акцессорными молибденит, определено наличие Mo соответственно 0,002% и 0,01% (ИГН АН Арм. ССР, аналитик О. А. Бозоян).

Золото. В породах различных фаз и фаций изученных массивов золото, в количестве 0,02 г/т, обнаружено лишь в измененных кварцевых диоритах Кохбского массива и в лейкократовых гранитах Банушского массива. В остальных 24 пробах Au находится в концентрациях ниже чувствительности анализа – 0,02 г/т (ИМГРЭ, аналитик Л. Кашина).

Таблица 64

Содержание Sn в Ахпатском, Кохбском, Банушском массивах (г/т)^x

Массив; порода	Sn
Ахпатский Плагиигранит	2,0
Кохбский Тоналит	2,2
Гранит	14,0
Лейк. гранит	13,0
Жильный гранит	9,0
Банушский Гранодиорит	5,3
Лейк. гранит	12,0

^x По результатам химических и количественных спектр. определений (ИМГРЭ; аналитики Г. Кузнецова, Р. Терехова.).

Группа элементов магматических эманаций

Фтор. Содержание F в изученных массивах (табл. 65) обычно не превышает кларка основных пород (0,037%). Сравнительно обогащены фтором эндоконтактовые граниты Кохбского и гранодиориты Банушского массивов. Однако и в них содержание F не превышает кларк для средних пород (0,05%). В этом аспекте несколько необычны повышенные концентрации Sn в лейкократовых гранитах Кохбского и Банушского массивов, поскольку обогащенные оловом породы, как правило, характеризуются и высокими содержаниями фтора. Отмеченное обстоятельство, учитывая тенденцию накопления

F в апикальных и эндоконтактовых частях интрузивов, по-видимому, обусловлено малыми глубинами формирования указанных пород, а, следовательно, и влиянием глубины их эрозионного среза, в результате чего наиболее обогащенные фтором участки лейкократовых гранитов могли быть эродированы.

Сера. Согласно имеющимся данным (А. Г. Севунц, Л. П. Савина, Р. Л. Мелконян) преобладающая часть серы в породах Ахпатского и Кохбского массивов присутствует в сульфидной форме (табл. 66). Исходя из этого, можно предполагать, что в тоналитах и лейкократовых гранитах

Таблица 65
Содержание F в Ахпатском, Кохбском, Банушском массивах (%)^x

Массив; порода	F
Ахпатский Плагиигранит	0,036
Кохбский Тоналит	0,033
Гранит	0,05
Лейк. гранит	0,01
Лейк. гранит	0,038
Банушский Гранодиорит	0,045
Лейк. гранит	0,011

^x По результатам химических определений (ИМГРЭ; аналитик В. Мануйлова).

Геохимический облик Кохбского массива определяется: а) резко проявленной негативной специализацией на Li , Rb и Tl всего массива; б) близкокларковыми концентрациями большинства элементов группы железа в породах I фазы и резко пониженными — в породах поздних фаз; в) отсутствием положительной металлогенической специализации на Cu и Pb пород различных фаз; г) негативной геохимической специализацией на S и F д) положительной металлогенической специализацией пород эндоконтактной фации (граниты), а также лейкократовых гранитов (II фаза) на Sn и W при наличии акцессорного касситерита и шеелита.

Для Банушского массива необходимо отметить: а) отчетливо проявленную негативную геохимическую специализацию главнейших типов пород отдельных фаз на Li , Rb и Tl б) положительную металлогеническую специализацию на Co и V эндоконтактных диоритов и гранодиоритов II фазы и резко проявленную негативную геохимическую специализацию лейкократовых гранитов на элементы группы железа в целом; в) металлогеническую специализацию лейкократовых гранитов на Sn при наличии акцессорного касситерита; г) отсутствие положительной металлогенической специализации на Cu и Pb

Наиболее важной (для вопросов металлогении) и общей геохимической особенностью разновозрастных интрузивных комплексов, как мы уже отмечали (Мелконян, Г. Мкртчян, 1970), является отсутствие положительной металлогенической специализации на главнейший, для рассматриваемого района, рудогенный элемент — Cu и, что не менее важно, на Pb . Мы это обстоятельство вновь подчеркиваем, поскольку существуют представления (Баласанян, 1963; Г. Казарян, 1971) о положительной металлогенической специализации на Cu интрузивных комплексов района. В частности, согласно С. И. Баласаняну, содержание Cu в эндоконтактных частях гранитоидов " . . . иногда превышает кларковые содержания в 100 раз". Разумеется, такие значения в неизмененных породах не реальны и, по всей вероятности, обусловлены ошибкой полуколичественного спектрального анализа.

Другой, не менее важной, особенностью изученных массивов является их отчетливая негативная геохимическая специализация на Li , Rb и Tl .

Отмеченные "сквозные" особенности, прослеживающиеся, в целом, в породах различных фаз разновозрастных интрузивных комплексов, обусловлены, по-видимому, особенностями состава их исходной магмы. С другой стороны, некоторые особенности геохимического облика пород различных фаз отдельных массивов указывают на существенную роль процессов взаимодействия исходной магмы с породами субстрата. Именно этим мы склонны объяснить повышенные концентрации W и Sn (ассимиляционная специализация) в породах I фазы Кохбского и II фазы Банушского массивов. Такое предположение представляется наиболее вероятным, если учесть, что породы субстрата, обнажающиеся в Дзируле, согласно Г. Л. Одиакдзе (1969), относятся к оловоносному типу гранитоидов, характеризуюясь резко повышенными концентрациями Sn и присутствием акцессорного кас-

ситерита (до 675 г/т), а также — повышенным содержанием W и наличием аксессуарного шеелита.

Повышенные концентрации Sn и W в эндоконтактовых гранитах Кохбского массива — локальная металлогеническая специализация^x, обусловлены отчетливо проявленными явлениями эманационной дифференциации. Дифференциационную природу имеет также металлогеническая специализация на Sn лейкократовых гранитов Кохбского и Банушского массивов, а также жильных гранитов Кохбского массива — частичная металлогеническая специализация^{xx}.

Таким образом, повышенные содержания Sn и W в породах отдельных фаз и фаций обусловлены совокупностью процессов ассимиляции исходной базальтовой магмой пород субстрата и дифференциации возникшей гибридной магмы.

При использовании данных по распределению и поведению отдельных элементов, для выяснения вопросов петрогенезиса изученных интрузивных образований существенное значение имеют: а) резко пониженные концентрации Li, Rb и Tl во всех изученных массивах и особенно — в Ахпатском, соответствующие кларкам лишь основных пород; б) кларковые, либо несколько повышенные содержания Sn и W в тоналитах I фазы Кохбского массива, гранодиоритах II фазы Банушского массива, отчетливо повышенные их концентрации в лейкократовых гранитах поздних фаз и отсутствие аналогичных тенденций в Ахпатском массиве; в) кларковые концентрации большинства элементов группы железа в породах габбровой фазы Ахпатского и Банушского массивов и их пониженные концентрации в породах поздних фаз.

Габбровый состав ранних фаз Ахпатского и Банушского массивов, резко пониженные содержания Li, Rb и Tl во всех массивах аналогичные значениям, характерным для производных базальтовой магмы других регионов, резко пониженные концентрации F в Кохбском и Банушском массивах, близкие к кларку основных пород, позволяют с достаточной уверенностью предполагать исходную базальтовую природу изученных массивов. С другой стороны, кларковые, либо повышенные содержания Sn и W в Кохбском и Банушском массивах, в особенности, в породах поздних фаз, заметно повышенные содержания Sn и W в породах кристаллического субстрата, отчетливо пониженные концентрации Li, Rb и Tl в породах как ранних, так и поздних фаз, как и пониженные содержания в последних элементов группы железа склоняют нас к предположению об ассимиляции исходным базальтовым расплавом пород гранитного субстрата. Отсутствие четко выраженных признаков участия материала гранитного субстрата в формировании Ахпатского плагиогранитного массива указывает на более тесную его связь с исходной базальтовой магмой.

^x Локальная металлогеническая специализация — повышенные концентрации элементов в породах отдельных фаций одной фазы (Коптев-Дворников и Руб, 1964).

^{xx} Частичная металлогеническая специализация — повышенные концентрации элементов в пределах отдельных фаз (Коптев-Дворников и Руб, 1964).

Глава VII

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Проблема происхождения гранитоидов является одной из наиболее сложных в петрологии. Основные аспекты этой проблемы рассмотрены в трудах Р. Дэли, Н. Боуэна, А. Н. Заварицкого, Д. С. Коржинского, Г. Д. Афанасьева, В. С. Соболева, В. С. Коптев-Дворникова, Ю. М. Шейнманна, Ю. А. Кузнецова, Э. П. Изоха, К. Менерта, фон Платена, А. Пивинского и др. Не имея возможности останавливаться на разборе отдельных гипотез, хотелось лишь отметить, что применение тех или иных представлений должно исходить из конкретной геологической ситуации и четкой периодизации геолого-тектонических процессов. Мы специально подчеркиваем это обстоятельство, поскольку отдельные представления, справедливые для объяснения генезиса гранитоидных формаций, в частности, орогенного этапа, нередко применяются при рассмотрении генезиса собственно геосинклинальных интрузивных формаций.

Вопросы петрогенезиса интрузивных образований Алавердского рудного района специально рассмотрены в работах С. И. Баласаняна (1963) и Г. А. Казаряна (1971).

С. И. Баласанян отмечает, что "во всех разновозрастных интрузивных комплексах... исходной является кислая (аляскитовая или плагиоаляскитовая) магма, которая... благодаря ассимиляции превращается в гибридизированные магмы различного состава, вплоть до габбрового". Позже указанный автор вновь подчеркивает, что "... гранитоиды возникли благодаря усиленным процессам ассимиляции и гибридизма кислой магмы вмещающих вулканогенно-осадочных отложений" (Баласанян, 1968). Не менее определенно высказывается и Г. А. Казарян (1971), по мнению которого "... несомненно и это общепризнанно, что исходная магма интрузивного процесса являлась магмой гранитного состава". Все наблюдаемое разнообразие пород, согласно указанным авторам, обусловлено процессами гибридизма. Основными доводами в пользу такого представления приводятся признаки (петрографические, акцессорно-минеральные, петрохимические) гиб-

ридной природы различных типов пород, а также гранитовый (аляски-
товый) состав пород поздних фаз, которому, по мнению С. И. Бала-
саняна и Г. А. Казаряна, отвечает состав исходного расплава.

Необходимо прежде всего отметить, что приводимые признаки,
свидетельствующие о реальности процессов ассимиляции, в то же вре-
мя отнюдь не являются доказательством гранитного состава исходно-
го расплава. Что касается мнения о соответствии состава пород наи-
более поздних фаз составу исходной магмы, то какого-либо убедитель-
ного доказательства правомерности этого предположения не приводит-
ся. Наконец, при принятии гранитного состава исходной магмы невоз-
можно объяснить присутствие ранних габброидных фаз и, в частности,
оливиновых габбро. Последние Г. А. Казарян (1971) считает эндокон-
тактовой фазией Банушского интрузива, а их образование объясняет
ассимиляцией исходным гранитным расплавом вулканитов основного
состава. С. И. Баласанян (1963), выделяя габброиды в самостоятель-
ную, раннюю, фазу, также объясняет их происхождение процессами
ассимиляции исходным аляскитовым расплавом вулканитов основного
состава. При этом, как отмечает указанный автор, степень измене-
ния состава исходной кислой магмы "зависит от тепловой энергии
самой магмы, химической контрастности ее с окружающей средой,
амплитуды тектонических движений и многих других факторов. Первая
порция кислой магмы по объему обычно незначительная... Поэтому
она легко загрязняется основными породами..., приобретая основной
состав". Однако, приведенное объяснение наталкивается на ряд существенных
возражений. В частности, если считать, что первая порция
кислой магмы, ввиду незначительности объема, легко загрязняется
и приобретает основной состав, то остается непонятным, почему резко
преобладающая часть изученных массивов сложена гибридными по-
родами, в то время как лейкократовые граниты слагают незначитель-
ные по объему тела, лишенные признаков гибридности. Кроме того,
если ставить степень гибридности в зависимость от химичес-
кой контрастности пород, то именно лейкократовые граниты являются
наиболее контрастными по сравнению с породами вмещающих толщ.
Наконец, трудно согласиться с мнением об ассимиляционной природе
габброидов, поскольку, не говоря об энергетическом аспекте проблемы,
вряд ли при ассимиляции кислым расплавом вулканитов андезитового
или даже базальтового составов, могли возникнуть породы, содержа-
щие свыше 13% оливина. Кстати, как было показано (Жариков, 1969),
при кислом составе исходной магмы и основном - вмещающих толщ,
наиболее основные породы, которые могут образоваться в эндоконтак-
товой фазии, будут иметь состав диорита, но никак не оливинового
габбро.

Таким образом, как следует из вышеизложенного, мнение о гра-
нитном составе исходной магмы, для интрузивных образований рас-
сматриваемой области, встречает целый ряд серьезных возражений,
не позволяющих соглашаться с ним. Отметим, что кроме того нами
получен ряд новых данных минералогического и геохимического по-
рядка, которые также не согласуются с представлением о гранитном
составе исходной магмы.

Для объяснения образования плагиигранитов Г. А. Казарян (1966) предлагает несколько иной механизм. Исходя из того, что, в общем случае, нижние части эвгеосинклиналей представлены излияниями лав базальтовой магмы и ее дифференциатов (андезиты, дациты) с прослоями яшм и осадочных пород, предполагается, что при погружении "... в основании эвгеосинклиналей зоны интенсивного метаморфизма и селективного выплавления раньше достигает толщи вулканогенных образований, с резко выраженным натриевым характером, нежели толщи осадочных (глинистых) пород. В результате селективного выплавления толщ вулканогенных образований возникает анхизвтектический кислый магматический расплав с существенно натриевым характером (плагииграниты)". Однако, предложенный механизм образования наталкивается на ряд серьезных затруднений. Прежде всего трудно предположить селективное выплавление больших объемов кислого материала из пород основания геосинклиналей, поскольку присутствие яшм в составе низов разреза юрской Сомхето-Кафанской геосинклинали крайне незначительно, и поэтому они не могут являться основным источником больших количеств кремнекислоты. К тому же в этом случае трудно объяснить, почему в областях развития спилит-диабазовых формаций (Еревано-Вединский и Ширако-Севано-Акеринский верхнемеловые прогибы), в которых яшмы пользуются значительно большим распространением, плагиигранитные формации отсутствуют.

При рассмотрении вопроса происхождения интрузивных образований рассматриваемого региона, мы прежде всего исходим из их места в общей истории геотектонического развития Антикавказа, а также петрографических, акцессорно-минералогических, петрохимических и геохимических их особенностей, поскольку в конечном итоге именно вещественный состав является основным источником информации о составе исходной магмы. Исходя из указанной постановки вопроса, отметим:

1. Формирование изученных массивов в собственно геосинклинальном подэтапе развития территории Антикавказа, начиная от раннегеосинклинальной стадии (среднеюрский и нижнемеловой интрузивные комплексы) и кончая - позднегеосинклинальной (предверхнеэоценовый интрузивный комплекс).

2. Полифазное строение изученных массивов, ранние фазы которых представлены габброидами.

3. Наличие оливина (до 14%) в породах ранних фаз, средне-основной состав плагииклаза с отчетливой коррозией ранних, более основных, генераций - поздними, широкое развитие роговой обманки, клинопироксена, биотита, низкая железистость цветных минералов, незначительное присутствие $K-Na$ полевого шпата в породах, слагающих основную площадь массивов при полном его отсутствии в породах среднеюрского комплекса (Ахпатский массив).

4. Пониженную, отчетливо проявленную натриевую щелочность разновозрастных массивов.

5. Значительную обогащенность изученных массивов акцессорными минералами железа, в особенности, магнетитом, широкое развитие $Fe-Ti$ -ых, $Ca-Ti$ -ых и Ca -ых акцессориев, почти

полное отсутствие редкоземельных, радиоактивных и редкометалльных минералов и в то же время наличие аксессуарного шеелита в породах Кохбского и Банушского массивов, а также касситерита и самородного олова в лейкократовых гранитах поздних фаз.

6. Кларковые концентрации элементов группы железа в породах габброидных фаз, несколько пониженные в более поздних фазах и особенно — в лейкократовых гранитах; высокое содержание элементов группы железа и, в частности Ti в аксессуарном магнетите (за исключением лейкократовых гранитов); резко пониженные содержания Li , Rb и Tl соответствующие кларкам основных пород во всех массивах и в особенности — в Ахпатском; близкокларковые содержания W и Sn в Кохбском и Банушском массивах при резко повышенных их концентрациях, в частности Sn (в 4 раза выше кларка) в лейкократовых гранитах поздних фаз.

Вышеприведенные главнейшие геологические, петрографические, петрохимические, аксессуарно-минеральные и геохимические особенности присущи для основных магм и позволяют нам относить интрузивные образования Алавердского рудного района к производным базальтовой магмы. Такие же особенности их вещественного состава как — пониженные содержания элементов группы железа в породах поздних фаз и несколько повышенные концентрации Sn и W , более характерные для гранитных магм, по всей вероятности, обусловлены ассимиляцией исходным базальтоидным расплавом пород древнего кристаллического субстрата, которые обогащены отмеченными элементами. Наиболее резко базальтоидные признаки проявлены в породах среднеюрской плагиигранитной формации (Ахпатский массив), характеризующийся в то же время почти полным отсутствием признаков участия гранитного материала в их формировании. С учетом приуроченности становления Ахпатского массива к раннегеосинклинальной стадии развития Антикавказа, двухфазного строения массива (габброиды и плагииграниты), отсутствия широкой гаммы промежуточных пород между габбро и плагиигранитами, наконец, особенностей их вещественного состава, наиболее приемлемым представляется предположение о раздельных источниках габброидов и плагиигранитов. С другой стороны, отчетливая специфика вещественного состава пород этой формации делает весьма вероятным мнение о самостоятельности плагиигранитной магмы (Кузнецов, 1964); резко проявленная натриевая щелочность этих образований, по-видимому, связана с какими-то глубинными процессами, наиболее характерными, в своем вещественном проявлении, для ранних стадий развития подвижных поясов.

Образование пород габбро-тоналит-гранитовой (Кохбский массив) и габбро-гранодиорит-гранитовой (Банушский массив) формаций, сложенных полифазными массивами с ранними габброидными фазами^x, в начальные стадии происходит из магматических очагов, расположенных в пределах базальтового слоя. В дальнейшем, изменение состава

^x В составе нижнемелового интрузивного комплекса Сомхето-Карабахской зоны, в пределах Азербайджанской ССР, наиболее ранние фазы также представлены габброидами.

внедряющегося расплава обусловлено ассимиляцией базальтовой магмой пород гранитного субстрата, сопровождающейся одновременно интенсивным массообменом. При этом поскольку процесс магмообразования является эндотермическим, то ассимиляция пород гранитного субстрата происходит, по-видимому, не только и не столько под влиянием тепла расплавленных базальтовых масс. Основным источником энергии, по всей вероятности, является мощный глубинный тепловой поток, характеризующийся в тектонически активных областях отчетливо повышенными значениями (Я. Смирнов, 1969).

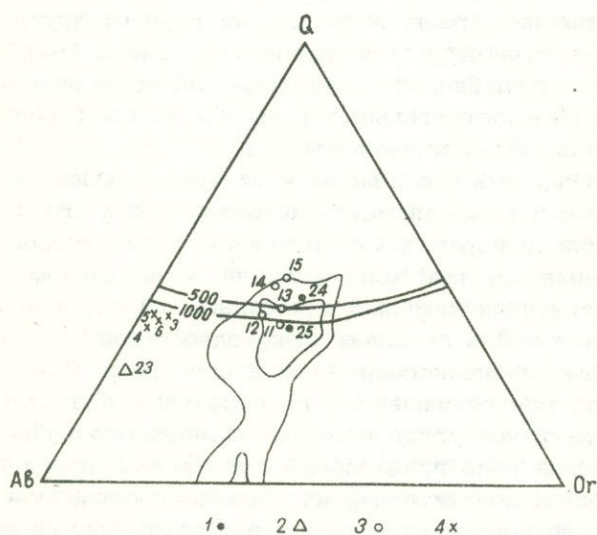
Предлагаемый механизм является общим для Кохбского и Банушского массивов, однако, в своем вещественном проявлении для каждого из них он характеризуется специфическими признаками, обусловленными прежде всего различиями геолого-тектонических условий их формирования, особенностями вещественного состава отдельных участков ассимилированных пород субстрата, степенью интенсивности этих процессов и т. д. Именно этим обусловлена специфика петрографо-минералогического, петрохимического и геохимического облика указанных массивов, позволяющая отчетливо разграничивать их друг от друга.

Определенное значение в становлении отдельных массивов (Кохбский) играли также процессы глубинной известковистой ассимиляции, продукты которой образуют самостоятельные фазы внедрения (трондьемиты, плагиоклазиты, жильные плагиоаплиты др.).

Процессы местного гибридизма, проявлены в отдельных массивах с различной интенсивностью и сказываются в широком присутствии: ксенолитов, такситовом облике пород, более основном составе пород эндоконтактной фации, неравновесном количественно-минеральном составе пород, широких вариациях химизма однотипных пород, резкой смене структурных особенностей в пределах даже одного шлифа, повышении содержаний титановых и титансодержащих акцессорных минералов, увеличении количества темноокрашенных плеохроичных апатитов, преобладании апатитов и цирконов удлиненно-призматического габитуса и т. д. Гораздо меньшая роль принадлежала процессам щелочно-эманационной дифференциации, сравнительно интенсивно проявленной в пределах Кохбского массива и сказывающейся в присутствии фациальных и фазовых пегматитов (с кварцевыми ядрами и наличием биотита, халькопирита, пирита, ортита), миароловых разностей лейкократовых гранитов (с занорышами, выполненными кварцем, ортоклазом, пиритом), поздних генераций цирконов с газово-жидкими включениями, наконец, — в отчетливом увеличении содержаний SiO_2 и K_2O , сопровождающемся резким повышением содержаний Pb , Cu , Rb , Sn и появлением редкометалльных и радиоактивных акцессорных минералов, а также флюорита.

Весьма интересным представляется и вопрос о происхождении лейкократовых гранитов дополнительных интрузий. Возможность появления кислых выплавов как дифференциатов базальтовой магмы доказана экспериментально и подтверждена геологическими наблюдениями. В этом аспекте можно отметить также присутствие на Урале гранитоидов, включая аляскиты, являющихся дифференциатами базальтовой магмы и отчетливо различающихся по особенностям вещественного

состава и характером связанной с ними минерализации от аналогичных пород гранитного ряда (Штейнберг, Фоминых, 1961; И. Соболев, 1961, 1963; Овчинников, Траянова, 1963 и др.). Этот естественный процесс дифференциации значительно усиливается при ассимиляции пород кислого состава, в частности, в рассматриваемом случае пород древнего кристаллического субстрата, причем в прямой зависимости от количества ассимилированного материала находятся и масштабы гранитных выделов. Лейкократовые граниты фазы дополнительных интрузий, по-видимому, и являются такими производными гибридизированной магмы, которые формируются в сравнительно спокойной тектонической обстановке, способствующей процессам кристаллизационной дифференциации. Именно этим обусловлен состав лейкократовых гранитов, располагающийся на диаграмме $Ab + Or + Q$ (по Таттлу) в поле низкотемпературного кварц-полевошпатового "корыта" (фиг. 14), как и определенная схожесть в составе отмеченных пород из различ-



Фиг. 14. Система альбит-ортоклаз-кварц при давлении H_2O в пределах 500-1000 атм. Оконтурены области наиболее распространенных составов гранитов с $Ab + Or + Q$ более 80% нормативного состава (Tuttle, 1955).

1 - лейкократовые граниты, Кохбский массив; 2 - грандьеиты, Кохбский массив; 3 - лейкократовые граниты, Банушский массив; 4 - плагиограниты, Ахпатский массив.

ных массивов. В то же время на диаграмме, иллюстрирующей ход кристаллизации пород отдельных массивов (фиг. 15), а также на семикомпонентной диаграмме В. Н. Лодочникова (фиг. 16) намечается разрыв в ходе кристаллизации, а также - между составами пород ранних фаз и лейкократовыми гранитами, который, возможно, обусловлен дополнительным привнесом щелочей и кремнекислоты.

Изложенные представления по петрогенезису интрузивных образований не являются единственно возможными, поскольку нельзя полностью исключить и вероятность селективного выплавления андезитовых магм под воздействием расплавленных базальтовых масс и глубинного теплового потока. Такая возможность не исключается, если учесть наличие андезитового температурного желоба при давлениях 18-50 кбар в ряду оливиновый толеит-адамеллит (Грин, Рингвуд, 1968). Однако в любом случае, на основании имеющихся геологических, петрографо-минералогических и геохимических данных с достаточной уверенностью можно отрицать исходную гранитную природу изученных массивов.

Глава УШ.

О ХАРАКТЕРЕ СВЯЗИ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ АЛАВЕРДСКОГО РУДНОГО РАЙОНА С МАГМАТИЗМОМ

Проблема генезиса колчеданных месторождений и характера его связи с магматизмом до настоящего времени является дискуссионной.

Не ставя перед собой целью разбор современных представлений по генезису и характеру связи медноколчеданного оруденения с магматизмом, нам хочется предложить вниманию читателей рассмотрение этих вопросов на примере месторождений Алавердского рудного района.

В Алавердском рудном районе размещены Алавердское и Шамлугское медноколчеданные и Ахталское барит-полиметаллическое месторождения. Промышленное оруденение локализовано в вулканитах (от базальтового до липарито-дацитового составов) среднеюрского возраста, хотя аналогичная минерализация отмечается и в верхнеюрских (келловей) туфоосадочных отложениях. Пространственно оруденение приурочено к участкам развития вторичных кварцитов и пропилитов. В пределах Кохбского и Цахкашатского интрузивов известны также медно-молибденовые проявления - Техутское и, обнаруженное нами в 1972 г., Цахкашатское, а также - расположенные в экзо- и эндо-контактных зонах Кохбского массива скарновые железорудные проявления - Цакери-дош, Мисхана, Карцах и др.

Широким развитием на Шамлугском, Алавердском и Ахталском месторождениях пользуются породы субвулканической фации, представленные телами альбитизированных липаритовых порфиров, кварцевых дацитовых порфиров, дайками диабазовых и диоритовых порфиритов. Рудные тела представлены штоками, линзами, жилами, гнездами, реже - штокверковыми зонами. Нередко морфология рудных тел обусловлена литологическими и структурными факторами. Последние, в частности, разрывные нарушения играют важную роль в локализации оруденения. По минеральному составу выделяются следующие типы руд: серноколчеданные, медноколчеданные, полиметаллические, редко - борнитовые. Вопросы геологического строения отдельных месторождений, а также условий залегания и формы рудных тел, их вещественный состав детально рассмотрены в специальных публикациях (Грушевой, 1930; Ма-

гакьян, 1947; Пароникян, 1962; Зограбян, 1966; Вартапетян и др., 1967 и др.).

В формировании рассматриваемых месторождений главная роль обычно отводится субвулканическим либо интрузивным образованиям. В первом случае оруденение генетически либо парагенетически связывается с субвулканическими липаритовыми-порфирами и (или) кварцевыми дацитовыми-порфирами (Магакьян, 1959, 1966; Хачатурян, 1959, 1968; Малхасян, 1962; Багдасарян и др., 1966; Котляр, Сейранян, 1969; Мирзоян, 1972) или с очагом среднеюрского эффузивного вулканизма (Малхасян, 1970; Налбандян, 1970; Малхасян, Хачатурян, 1972). При этом возраст оруденения считается либо среднеюрским (Магакьян, Малхасян, Сейранян, Мирзоян, Хачатурян, Налбандян), либо средне-верхнеюрским (Хачатурян), либо - верхнеюрским - нижнемеловым (Багдасарян). Основными доводами приводимыми в пользу указанного мнения являются; совпадение фаций глубинности субвулканических образований и колчеданных руд; пространственная совмещенность субвулканических тел и рудной минерализации; широкое развитие на всех месторождениях гидротермально измененных пород типа низкотемпературных вторичных кварцитов и пропилитов; повышенные содержания меди в кварцевых дацитовых-порфирах и липаритовых-порфирах; данные $K-Ar$ абсолютного возраста околорудных "серицитов" и субвулканических образований. В то же время ряд исследователей (Вартапетян, 1960, 1965; С. Мкртчян, 1960, 1962; С. Казарян, 1966; А. Казарян и Шехян, 1963; Г. Казарян, 1971 и др.) колчеданное оруденение генетически связывают с интрузивными образованиями. При этом, исходя из датировки интрузивов возраст оруденения считается либо позднеэоценовым (Вартапетян, С. Мкртчян, С. Казарян, А. Казарян и Шехян), либо - нижнемеловым (Г. Казарян). Основными доводами приводимыми в обоснование этого мнения являются; пространственная приуроченность оруденения к областям развития гранитоидных интрузий; контроль колчеданного оруденения и интрузивов антиклинальными структурами; наличие акцессорного халькопирита в мигматических разностях лейкократовых гранитов и в пегматитах; повышенные, по сравнению с кларковыми, содержания меди в интрузивах. Кроме вышеотмеченных мнений имеются и несколько иные представления о генезисе рассматриваемых месторождений. Так, согласно С. И. Баласаняну (1963), колчеданное оруденение генетически связано как с интрузивами, так и с субвулканическими образованиями, однако "в пространственной и генетической связи с нижнемеловым интрузивным комплексом образовались более богатые и крупные рудные месторождения". По мнению П. Ф. Сопко (1964, 1971) оруденение связано с юрско-нижнемеловым тектоно-магматическим комплексом, в состав которого входят комагматичные вулканогенные, субвулканические, гипабиссальные интрузивные и жильные образования, однако, время отложения главной массы руд (нижний мел) было наиболее близким ко времени внедрения микроплагиогранитов и плагиогранит-порфиров (липаритовых-порфиров) субвулканической фации. В отличие от других исследователей, Э. А. Сагателян (1966) серноколчеданное оруденение генетически связывает с субвулканическими телами кварцевых даци-

товых-порфиров, а медноколчеданное и полиметаллическое – с гранитоидными интрузивами нижнемелового возраста. Основным доводом в пользу этого мнения приводятся данные абсолютного возраста околорудных серицитов серноколчеданных, а также медноколчеданных и полиметаллических руд, равный по данным Э. А. Сагателян, соответственно – 154 млн. лет и 134–137 млн. лет. Наконец, нами было высказано мнение о генетической связи оруденения с глубинными источниками базальтовой магмы при пространственной и временной сближенности с малыми интрузиями основного и кислого состава (Мелко-нян, 1971).

Таким образом, как показывает обзор существующих представлений, имеются самые различные мнения как относительно возраста, так и генезиса оруденения. Однако, ряд геологических данных позволяет несколько сузить круг спорных вопросов, в частности, о возрасте оруденения, который датируется различными авторами от средней юры до олигоцена.

По мнению почти всех исследователей района, субвулканические тела альбитизированных липаритовых порфиров (альбитофиров) являются дорудными образованиями, как правило, экранирующими оруденение. Об этом свидетельствуют, в частности, данные П. Ф. Сопко (1961) об увеличении мощности рудных тел на контакте с липаритовыми порфирами, проникновение в них рудных жил и прожилков (центральная и восточная части Шамлугского месторождения), наконец, наличие крупных обломков липаритовых-порфиров внутри рудных жил. Все эти наблюдения однозначно свидетельствуют о дорудном характере липаритовых порфиров. С другой стороны, отмеченные образования как в пределах Шамлугского месторождения, так и на других участках, в частности севернее Алавердского месторождения, отчетливо секут фаунистически охарактеризованные келловейские отложения. Кроме того, в пределах Шамлугского месторождения дорудные, гидротермально измененные дайки диабазовых и диоритовых – порфиритов также секут келловейские отложения. Иными словами с достаточной определенностью устанавливается послекелловейский возраст оруденения. Если же еще учесть, что дайки диабазовых – порфиритов секут Кохбский массив (Грушевой, 1941; Еаласанян, 1956; Вартапетян, 1965, Г. Казарян, 1971 и др.), возраст которого датируется не древнее нижнего мела, то нижней возрастной границей оруденения можно считать нижний мел. Верхняя возрастная граница прямыми геологическими наблюдениями не устанавливается, однако, исходя из особенностей геолого-тектонического развития района, она не может быть моложе эоцена.

Данные абсолютного возраста околорудно-измененных пород для различных стадий минерализации – 141–155 млн. лет (средние значения) соответствуют верхнеюрскому возрасту (Багдасарян и др., 1968). Однако, к этим значениям следует подходить с определенной осторожностью, учитывая колебания, иногда значительные, K – Ar возраста околорудных "серицитов" (Овчинников и др., 1966 и др.).

Переходя к вопросам касающимся генезиса оруденения рассмотрим доводы, которыми оперируют сторонники различных мнений.

Для обоснования представлений о связи оруденения с субвулканическими образованиями, как и для обоснования мнения о связи оруденения с интрузивами одним из аргументов, является пространственная приуроченность оруденения к областям развития соответственно субвулканических или — интрузивных образований. И действительно, поскольку субвулканические и интрузивные образования в пространстве резко не разобщены друг от друга и вместе с месторождениями размещены на сравнительно небольшой площади, то нетрудно усмотреть, по необходимости, пространственную связь оруденения либо с интрузивными, либо с субвулканическими образованиями. Довод о совпадении фаций глубинности оруденения и субвулканических тел, также не однозначен, поскольку если учесть, что интрузивы района являются образованиями малых глубин, то, с одинаковой вероятностью можно говорить о совпадении фаций глубинности оруденения и интрузивов. Что касается данных о металлогенической специализации на медь альбитизированных липаритовых-порфиров, равно как и интрузивов района, которые приводились как одно из доказательств наличия генетической связи, то они в настоящее время при решении вопроса генезиса оруденения не могут приниматься в расчет, поскольку как показали результаты наших специальных исследований (Г. Мкртчян, Мелконян, 1970; Мелконян, Г. Мкртчян, 1970), полученные ранее повышенные значения содержания меди были обусловлены методической ошибкой приближенно-количественного спектрального анализа. В действительности же в субвулканических липаритовых-порфирах медь находится в нижекларковых концентрациях, а в интрузивах, в целом, — в пределах кларка. Иными словами, отмеченные субвулканические и интрузивные образования на медь не специализированы. К тому же, как показывают результаты последних исследований по различным регионам, наличие, равно как и отсутствие, металлогенической специализации тех или иных пород не может служить доводом в пользу генетической или парагенетической связи оруденения с этими породами. Наличие же акцессорного халькопирита в миароловых разностях лейкократовых гранитов и в пегматитах, при кларковых содержаниях в них меди, обусловлено кристаллохимическими факторами и не является аргументом в пользу мнения о связи оруденения с интрузивами. Рассматривая вопрос о возможности генетической связи оруденения с интрузивами следует отметить, что в них, в общем случае, даже при кларковом содержании, рассеяно большое количество рудных и редких элементов вполне достаточных для образования месторождений (Ляхович, 1969). Однако, как справедливо подчеркивал В. С. Коптев-Дворников (1952) только "... конкретные геологические условия намечают пути превращения возможности в действительность". В этом аспекте важное значение имеет рудогенерирующая способность интрузивов, под которой подразумевается способность магмы "... отделять от себя рудное вещество в виде эманаций, флюидов или гидротермальных растворов, которые впоследствии могли образовывать промышленно интересные скопления" (Ляхович, 1969). Рассмотрение полученных нами данных с этих позиций показывает, что разновозрастные интрузивные образования Алавердского рудного района в целом

характеризуются: а) отсутствием повышенных содержаний меди и серы; б) повышенными содержаниями главного минерала — носителя меди — плагиоклаза; в) пониженными содержаниями акцессорных минералов меди, в частности, халькопирита; г) неравномерным распределением меди и его минералов в породах. Исходя из перечисленных признаков, характерных для нерудоносных гранитоидов, можно предполагать незначительную рудогенерирующую способность интрузивных комплексов Алавердского рудного района.

Анализируя результаты определений абсолютного возраста различных образований, необходимо учесть, что близость значений абсолютного возраста липаритовых-порфиров и околорудно-измененных пород, соответственно 135–145 млн. лет и 136–155 млн. лет, не является убедительным фактором в пользу связи оруденения с субвулканическими образованиями, поскольку почти аналогичные значения характерны для пород главной фации Кохбского массива — 133 ± 8 млн. лет (Багдасарян и др., 1966). К тому же возможность наличия реликтов исходной породы в околорудно-измененных разностях, которые "удревяняют" возраст оруденения, а также большие колебания $K-Ar$ возраста околорудных серицитов (Овчинников и др., 1966), не позволяют в данном случае использовать эти результаты как решающий аргумент при решении генетических вопросов. Учитывая вышеизложенное, вряд ли можно согласиться и с мнением Э. А. Сагателян о разрыве серноколчеданного оруденения от медноколчеданного и полиметаллического на основании лишь цифр абсолютного возраста, тем более, что как отмечают Г. П. Багдасарян и Р. Х. Гукасян, с которыми Э. А. Сагателян является соавтором "... значения абсолютного возраста (136–155 млн. лет), характеризующие время формирования серноколчеданной, медноколчеданной и полиметаллической рудных залежей, близко отвечают одно другому и свидетельствуют о синхронности оруденения" (Багдасарян и др., 1966). И действительно, согласно данным Э. М. Налбандяна (1970) возраст "серицитолитов", связанных с медноколчеданной рудой Шамлугского месторождения равен 157 ± 3 млн. лет, т. е. соответствует значениям характерным по Э. А. Сагателян, только для серноколчеданных руд. Наконец, отметим, что каких-либо геологических наблюдений подтверждающих разноэтапность оруденения также не имеется. Наоборот, все известные данные, в том числе их пространственное сонахождение, легко объясняется, исходя из известных представлений (Магакян, С. Мкртчян, Хачатурян и др.) о том, что серноколчеданное, медноколчеданное и барит-полиметаллическое оруденение являются проявлениями различных стадий единого рудного этапа.

Таким образом, как следует из вышеизложенного, доводы сторонников рассмотренных представлений не являются однозначными, почему и не могут разрешить спор о генезисе оруденения.

Сторонники мнения о генетической, точнее парагенетической связи оруденения с субвулканическими образованиями понимают эту связь в смысле "общности родоначального очага", т. е. что "из единого очага в определенной последовательности образовались: эффузивные толщи, затем субвулканические интрузии и, наконец, медно-серно-

колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды" (Хачатурян, 1968). При такой трактовке вопроса, естественно, исключается наличие магматических образований между формированием субвулканических липаритовых-порфиров и процессом рудоотложения. Однако, как известно, в пределах Шамлугского месторождения субвулканическое тело липаритовых-порфиров пересекается дайками диабазовых-порфиров, диорит-порфирита и все они подвергнуты изменению. Отмеченное обстоятельство имеет важное значение, поскольку свидетельствует об отсутствии непрерывного ряда - эффузивы-субвулканические образования - руда. Если к тому же добавить, что дайки диабазовых-порфиров, как это отмечалось многими исследователями (Грушевой, Сопко, Вартапетян, Баласанян, Г. Казарян и др.) секут Кохбский массив, то временной разрыв между формированием липаритовых-порфиров и процессами рудообразования становится еще более существенным. Пересечение же дайками диабазовых и диоритовых-порфиров Кохбского массива, указывает на наличие разрыва во времени и между становлением интрузива и рудным процессом. Таким образом, наиболее сближенными в пространстве и во времени с процессами рудообразования являются дайки дорудных диабазовых - и диоритовых порфиров^х, поэтому выяснение их положения в общей схеме развития магматизма района приобретает важное значение. Согласно существующим представлениям дайки диабазов связываются или с интрузивами (Грушевой, 1941; Сопко, 1954, Вартапетян, 1965 и др.), или с эффузивами (Малхасян, 1970 и др.), или - рассматриваются в составе разновозрастных эффузивных и интрузивных комплексов (Г. Казарян, 1971). По мнению С. И. Баласаняна (1956) основные дайки связаны с иными источниками, нежели очаги интрузивных образований, поскольку, как считает указанный исследователь, исходная магма интрузивов имела аляскитовый состав. Такие резкие различия в существующих представлениях о положении диабазов объясняются отсутствием надежных геологических критериев для однозначного ответа. Следует подчеркнуть, что четких различий между диабазами относимыми отдельными исследователями к разновозрастным комплексам не наблюдается. Отмечаемое, в единичных случаях, взаимопересечение однотипных диабазов легко объясняется близкоодновременным заполнением разноориентированных трещин. В этом аспекте трудно согласиться с разделением диабазов на разности, связанные с разновозрастными эффузивными и интрузивными комплексами (Г. Казарян, 1971). Несомненно одно, что диабазы секут средне- и верхнеюрские вулканы, а также Ахпатский, Кохбский и Цахкашатский массивы. При этом отчетливая закалка эндоконтактных частей даек свидетельствует об их внедрении в уже закристаллизовавшийся массив, иными словами между формированием интрузива и внедрением даек существовал определенный промежуток времени. Последнее обстоятельство не позволяет

^х Имеющиеся в литературе указания о наличии в пределах Шамлугского и Ахтальского месторождений пострудных даек (Сопко, 1964, 1971; Г. Казарян, 1971) специально проведенными исследованиями не подтвердились (Зограбян, 1965; Алтунян, 1973).

связывать диабазы субвулканической фации с Кохбским массивом, эволюция магматического очага которого во времени ведет к появлению кислых разностей (аплиты, пегматиты, жильные граниты), но отнюдь не основных. Разумеется, если учесть, что исходная магма интрузивов имела базальтоидный состав, то нетрудно придти к выводу о парагенетической связи эффузивных, субвулканических и интрузивных образований района. В то же время, четкие различия в петрогеохимических и аксессуарно-минеральных особенностях интрузивов и диабазов субвулканической фации, обусловленные, в частности, более существенной ролью в формировании интрузивов процессов ассимиляции магмой базальтового состава пород субстрата, не позволяют рассматривать диабазы в составе интрузивных комплексов.

Учитывая приуроченность диабазов к структурам сопряженным с зоной Алаверди-Шамлу-Чочканского нарушения глубокого заложения, отсутствие пространственной связи их с выходами интрузивов, а также определенный временной разрыв между их формированием и четкие различия в вещественном составе диабазы, а также диориты субвулканической фации по нашему мнению, можно рассматривать как формацию самостоятельных малых интрузий в понимании Ф. К. Шипулина. Именно с этой формацией пространственно и во времени, а также, по-видимому, общностью глубинного базальтоидного источника и связано по нашему мнению колчеданное оруденение Алавердского рудного района (Мелконян, 1971).

Аналогичная картина, согласно нашим исследованиям, выявляется и в пределах Шамшадинского блока, находящегося юго-восточнее Алавердского рудного района. Здесь полиметаллические и медно-полиметаллические рудопроявления в основном приурочены к зоне крупного тектонического нарушения (Мургузский разлом) северо-западного простирания и во времени наиболее сближены с дорудными малыми интрузиями диабазов. Некоторые исследователи оруденение Шамшадинского рудного района генетически либо парагенетически связывают с плагиолипаритами ("кварцевыми плагиопорфирами") субвулканической и жерловой фаций. Однако, если учесть, что последние во времени тесно связаны, с одной стороны, с плагиолипаритами эффузивной фации, а с другой с плагиогранитными интрузивами, то логичнее было бы предположить, что оруденение следует после формирования всего этого генетически тесно связанного предверхнеюрского эффузивно-интрузивного (вулканоплутонического) комплекса. Если же добавить, что почти все рудопроявления отчетливо размещены вдоль зоны разлома вне зависимости от наличия плагиолипаритовых порфиров субвулканической и жерловой фаций, а весь эффузивно-интрузивный комплекс сечется малыми интрузиями диабазов, дорудный возраст которых однозначно устанавливается на ряде рудопоявлений (Арчич, Джргали-дзор и др.), то становится очевидным, что с мнением о генетической связи оруденения с плагиолипаритами вряд ли можно согласиться.

Необходимо также отметить, что при изучении структуры Кафанского медно-полиметаллического месторождения С. А. Зограбяном также было высказано мнение о наличии парагенетической связи ору-

денения с диабазовыми дайками "в смысле общности единого, глубоко залегающего, магматического очага" (Зограбян, 1971).

Другим важным аспектом проблемы колчеданного рудообразования является выяснение источников рудного вещества. В последние годы в этих целях, как у нас в стране, так и за рубежом, широко используются результаты определений изотопного состава серы. При этом общепринято, что значения δS^{34} близкие к метеоритному уровню принимаются как свидетельство глубинного (мантийного) источника серы. Отклонения же от метеоритного уровня объясняются обычно как результат контаминации осадочными сульфатами или как следствие физико-химических процессов разделения изотопов.

Изучение изотопного состава серы сульфидов и сульфатов в различных рудных районах позволило прийти к принципиально важному выводу о генетической связи ряда месторождений, в том числе и колчеданных, с очагами основной, а не кислой магмы; кроме того, была выявлена возможность не только верхнемантийного, но и корового источника серы сульфидов (А. Виноградов, Л. Гриненко, 1966; А. Виноградов и др., 1971; Л. Гриненко, 1963; Ф. Шипулин, В. Виноградов, 1967 и др.).

Для месторождений Алавердского рудного района специальное изучение изотопного состава серы стало проводиться в последние годы (Севунц, 1972, 1974). Имевшиеся ранее в нашем распоряжении единичные определения изотопного состава серы руд и акцессорных сульфидов пород (табл. 67) близкие в целом к метеоритному уровню, явились для нас одним из доводов в пользу глубинного источника оруденения и связи его с базальтоидной магмой. Не останавливаясь на результатах детальных исследований А. Г. Севунца (1974), отметим лишь, что полученные данные позволили ему прийти к выводу о едином, гомогенном, глубинном (мантийном) источнике серы месторождений Алавердского рудного района.

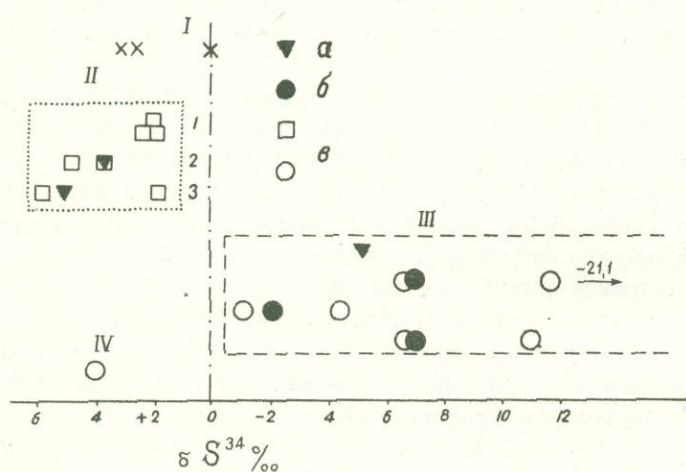
Таблица 67

Изотопный состав серы сульфидов из месторождений и некоторых пород Алавердского рудного района^х.

Краткая характеристика образца	$\delta S^{34} \text{ ‰}$
Халькопирит из Алавердского м-ния	+ 2.0
Халькопирит из Шамлугского м-ния	0
Пирит из Шамлугского м-ния (участок Кечал-конд)	- 1.4
Халькопирит их Ахтальского м-ния	- 4.1
Пирит из Караханского проявления	+ 2.4
Пирит из Шевутского проявления	+ 1.4
Халькопирит из пегматита Кохбского массива	+4.3
Пирит из дайки керсантиста Кохбского массива	+ 2.4
Пирит из измененных кварцевых диоритов Кохбского массива	+ 3.8
Пирит из диоритов II фазы Банушского массива	+ 1.6
Пирит из альбитизированных липаритовых порфиров	+ 2.7
Пирит из измененных субвулканических кварцевых дацитовых порфиров (Ахтальское м-ние)	- 5.0

^х Анализы проведены в ИГЕМ АН СССР (аналитики В. И. Виноградов, А. Л. Ананян).

Однако, следует учесть, что близость изотопного состава серы руд к метеоритному уровню не дает однозначного ответа о мере глубинности источника серы, поскольку как отмечают некоторые исследователи в этом случае одинаково возможным может быть как его глубинное (верхнемантийное), так и коровое происхождение. В этом аспекте для более однозначного ответа важное значение приобретает выяснение изотопного состава серы вулканогенных, осадочных и интрузивных образований рассматриваемого района. Результаты проведенных с этой целью совместных исследований, рассмотренных в специальной публикации (Гриненко и др., 1973) указывают, в частности, на существенные различия в изотопном составе серы руд, с одной стороны, и вулканогенных и осадочных пород – с другой (фиг. 17).



Фиг. 17. Сопоставление изотопных данных серы для руд, вулканогенно-осадочных и интрузивных пород. I – руда, II – интрузивные породы (1 – Банушский массив, 2 – Кохбский, 3 – Ахпатский); III – вулканогенно-осадочные породы юрского возраста; IV – метаморфизованные породы докембрия – кембрия: а – средневзвешенный изотопный состав серы, б – средневзвешенный изотопный состав серы для вулканогенно-осадочных пород нижней юры, байоса и бата (снизу вверх), в – отдельные результаты изотопного анализа серы (Гриненко и др., 1973).

Так, если изотопный состав серы сульфидов руд в целом, близок к метеоритному уровню, либо несколько обогащен тяжелым изотопом, то в вулканогенных и осадочных образованиях наблюдается значительное обогащение легким изотопом S^{32} . Следовательно можно с достаточной уверенностью утверждать, что сера отмеченных пород не

являлась источником серы руд. Иначе говоря, не подтверждается возможность существенного заимствования рудного вещества из вмещающих толщ. Что касается интрузивных пород, то если учесть, что в процессе дифференциации поздние члены единого ряда обогащаются тяжелым изотопом S^{34} , то следовало бы ожидать, что и руды, в случае генетической связи их с интрузивными образованиями, должны быть обогащены по сравнению с ними тяжелым изотопом S^{34} . В действительности же такой картины не наблюдается и даже наоборот — изотопный состав серы сульфидов руд несколько обеднен тяжелым изотопом (фиг. 17). Иными словами, отсутствие корреляции между изотопным составом серы интрузивов и руд не позволяет говорить о прямой генетической связи оруденения с интрузивами. В целом изотопный состав серы сульфидов руд, с одной стороны, и изученных магматических и осадочных образований — с другой, позволяет нам предполагать автономность их источников, при глубинном (верхнемантийном) источнике серы руд Шамлугского, Алавердского и Ахталского месторождений (Гриненко и др., 1973).

Таким образом, учитывая геологические, петрологические и геохимические данные можно прийти к выводу об отсутствии генетической (парагенетической) связи оруденения как с кислыми субвулканическими образованиями — кварцевые дацитовые порфиры ("кварцевые плагиопорфиры"), альбитизированные липаритовые порфиры ("кварцевые альбитофиры"), так и с интрузивными образованиями. Медноколчеданное и барит-полиметаллическое оруденение Алавердского рудного района следовало после формирования пород формации малых интрузий, в частности, диабазовых и диоритовых порфиритов, будучи во времени и парагенетически наиболее сближенными с последними. Источник оруденения имел глубинную, по-видимому, верхнемантийную природу, при этом заметного заимствования рудных компонентов из вмещающих пород не происходило.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное геологическое, петрографо-минералогическое и геохимическое изучение интрузивных образований Алавердского рудного района позволило внести существенные коррективы в вопросы их геологии, петрогенезиса и характера связи медноколчеданного оруденения с магматизмом.

В пределах Сомхето-Карабахского мегантиклинория выделен ряд блоков, в частности, Алавердский, Иджеванский, Шамшадинский, Мровдагский, характеризующиеся различным положением доальпийского субстрата (наиболее приподнятом в Шамшадинском блоке), специфической проявления магматизма, различиями в составе и мощностях геологических формаций.

В Алавердском рудном районе установлено наличие трех разновозрастных, разноформационных интрузивных комплексов — предверхнеюрского плагиогранитного (Ахпатский, Хндзорутский, Тавушский, Атабек-Славянский, Гиланбирский массивы), верхнеюрско-нижнемело-

вого габбро-тоналит-гранитного (Кохбский, Дашкесанский, Учтапакызылкаинский, Мехманинский и др. массивы) и предверхнеэоценового-габбро-гранодиорит-гранитного (Банушский, Лалварский массивы). Формирование предверхнеюрского комплекса во времени было сопряжено с предкелловейской фазой складчатости и частной инверсией, верхнеюрско-нижнемелового - с инверсией тектонического режима в Сомхето-Кафанской юрской геосинклинали и, наконец, предверхнеэоценового с периодом активизации ("отраженная активизация") ранее консолидированной области.

Разновозрастные интрузивные комплексы характеризуются полифазностью и полифациальностью, в частности, габбровым составом ранних и гранитным (для нижнемелового и предверхнеэоценового) - поздних фаз.

Установлена пониженная, натриевая щелочность (особенно резко проявленная в породах предверхнеюрской плагиогранитной формации) пород предверхнеюрского и нижнемелового комплексов и нормальная - предверхнеэоценового комплекса. При этом от более древних комплексов к молодым наблюдается повышение общей щелочности и железистости пород при одновременном увеличении роли калия в сумме щелочей. Разновозрастные интрузивные комплексы относятся к ряду известково-щелочных ассоциаций (Мартиника - Лассен-Пик).

Особенности видового и вещественного состава породообразующих минералов, в частности, наличие оливина в породах ранних фаз, низкая железистость цветных минералов (биотит, роговая обманка), отсутствие существенного увеличения их железистости в процессе становления отдельных комплексов, несмотря на отчетливое повышение общей железистости пород, свидетельствуют о базальтовом (толеитовом) составе исходной магмы.

Ассоциация акцессорных минералов разновозрастных комплексов характеризуется отчетливым преобладанием Fe, Ti и Ca - содержащих акцессориев (магнетит, титано-магнетит, сфен, апатит) и резкой обедненностью редкометальными и редкоземельными минералами. Наиболее отчетливо эта тенденция проявлена в предверхнеюрском плагиогранитном комплексе, характеризующемся одновременно ограниченным ("примитивным") видовым составом акцессорных минералов. В процессе становления нижнемелового и предверхнеэоценового комплексов от более основных фаз к кислым происходит относительное увеличение содержания редкометальных и редкоземельных акцессориев. Процессы гибридазма и щелочно-эманационной дифференциации отчетливо сказываются на видовом и количественном составе акцессорных минералов.

Количественное изучение геохимических особенностей разновозрастных интрузивных комплексов позволило установить двойственную (базальт-гранитную) природу их геохимического облика. В противоположность бытующим представлениям, выявлено отсутствие металлогенической специализации их, как и субвулканических альбитизированных липаритовых порфиров ("альбитофиров") на медь и свинец. В то же время подтверждена реальность процессов локальной и частичной геохимической специализации, которая обусловлена, с одной стороны, процессами гибридазма, с другой - процессами щелочно-эманационной дифференциации.

Геолого-структурные условия становления интрузивов, их место в истории тектоно-магматического развития региона, наряду с их петрографо-минералогическими, петрохимическими и геохимическими особенностями, с несомненностью свидетельствуют о базальтовой, а не гранитной, природе исходной магмы и значительной роли процессов ассимиляции исходной магмой пород кристаллического фундамента.

Анализ геологического и минерало-геохимического материала свидетельствует о том, что медноколчеданное и барит-полиметаллическое оруденение Алавердского рудного района генетически либо парагенетически не связано ни с кислыми субвулканическими образованиями ("кварцевые плагиопорфиры", "альбитофиры"), ни с интрузивами. Оруденение парагенетически связано с глубинными источниками базальтовой магмы, будучи в пространстве и во времени наиболее приближенным с породами формации малых интрузий.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Абдуллаев Р. Н. Основные черты геологии и петрографии гранитоидных интрузивов северо-восточной части Малого Кавказа (Азербайджан). Советская геология, № 6, 1961.
- Абдуллаев Р. Н. Корреляционные схемы интрузивных комплексов Азербайджана. В сб. "Магматизм, метаморфизм и метасоматизм". Изд. ЦК КП Грузии, Тбилиси, 1969.
- Абдуллаев Р. Н., Абдулрза-оглы И., Багирбекова О. Д., Джафарова Р. С. Возрастное расчленение гранитоидов раннеальпийского (мезозойского) тектоно-магматического цикла северо-восточной части Малого Кавказа по данным калий-аргонового метода. В сб. "Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г." Изд. "Наука", 1966.
- Абдуллаев Р. Н., Ахундов Ф. А., Гаджиев Т. Г. Керимов Г. И., Потапова Е. И. Магматические формации Азербайджана. Матер. IУ Всесоюзн. петрограф. совещания. Изд. АН Азерб. ССР, 1969.
- Аджимамудов Э. Б. О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, т. 24, № 4, 1957.
- Азарян Н. Р. Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1963.
- Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1947.
- Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд. АН Арм. ССР, 1962.
- Алтунян А. З. Геологическое строение и условия локализации оруденения Шамлугского рудного поля. Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. н., Ереван, 1973.
- Арутюнян Г. С. Возрастное расчленение интрузивов северо-западной части Севанского хребта. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 20, № 1-2, 1967.
- Асланян А. Т. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1949.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
- Багдасарян Г. П. О возрастном расчленении интрузивов Северной Армении в свете радиологических данных и геологических пред-

- ставлений. В сб. "Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 года". Изд. "Наука", 1966.
- Багдасарян Г. П. Радиолого-геохронологические и геолого-петрографические исследования в формационном анализе. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1972.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Мкртчян Р. С., Саркисян Э. А., Гургенян Г. Г., Хачатрян Л. М. Об абсолютном возрасте магматических пород Алавердского рудного района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 19, № 5, 1966.
- Багдасарян Г. П., Мелконян Р. Л. Новые данные о границе эоцена и верхней юры в пределах Алавердского рудного района. ДАН Арм. ССР, т. 16, № 1, 1968.
- Багдасарян Г. П., Мелконян Р. Л. Новые данные по петрографии и геохронологии некоторых вулканогенных и субвулканических образований Алавердского рудного района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 21, № 6, 1968.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Карамян К. А. Итоги абсолютного датирования ряда рудных формаций Армянской ССР. Известия АН СССР, сер. геол., № 5, 1968.
- Балавадзе Б. К., Твалтвадзе Г. К., Шенгелая Г. Ш., Сихарулидзе Д. И., Картвелишвили К. М. Геофизическое исследование земной коры и верхней мантии в области Кавказа. Геотектоника, № 3, 1966.
- Баласанян С. И. Новые данные о возрасте интрузивных пород Армянской части Сомхето-Карабахской тектонической зоны. ДАН Арм. ССР, т. 23, № 2, 1956.
- Баласанян С. И. К петрографии интрузивных пород Алавердского района Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр., т. 14, № 1, 1961.
- Баласанян С. И. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Ереван, 1963.
- Баласанян С. И. Основные черты магматизма Армении. Изд. "Митк", Ереван, 1968.
- Барсуков В. Л., Павленко Л. И. Распределение олова в гранитоидных породах. ДАН СССР, т. 109, № 3, 1956.
- Бартикян П. М. К вопросу о возрасте Кохбской интрузии. Научн.-техн. сб., сер. геол., горн. дело и металлургия, № 3 (7), 1962.
- Бартикян П. М. Самородные свинец и цинк в породах Армении. Зап. ВМО, втор. сер, ч. 95, вып. 1, 1966.
- Борисенок Л. А. Распределение галлия в горных породах Советского Союза. Геохимия, № 1, 1959.
- Бушляков И. Н. Содержание титана в амфиболах и биотитах из гранитоидов как показатель условий их формирования. ДАН СССР, т. 186, № 4, 1969.
- Варданянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа в масштабе 1:1000000. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 18, 1955.
- Вартапетян Б. С. К вопросу о генезисе колчеданного оруденения Армении. Советская геология, № 10, 1960.

- Вартапетян Б. С. Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1965.
- Вартапетян Б. С., Ванюшин С. С., Мкртчян С. С., Мовсисян С. А. Медь. В кн. "Геология Армянской ССР", т. У1. Изд. АН Арм. ССР, 1967.
- Вахрушев В. А. Элементы-примеси акцессорного магнетита как критерий для генетического расчленения гранитоидов Алтае-Саянской области. ДАН СССР, т. 147, № 3, 1962.
- Вахрушев В. А., Арнаут Н. В. Особенности распределения германия в магнетите различного происхождения. Геохимия, № 2, 1964.
- Виноградов А. П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. Геохимия, № 7, 1962.
- Виноградов А. П., Гриненко Л. Н. Изотопный состав серы медно-никелевых месторождений и рудопроявлений Норильского района в связи с вопросами их генезиса. Геохимия, № 1, 1966.
- Виноградов А. П., Гриненко Л. Н., Гриненко В. А. Источники серы и некоторые вопросы формирования сульфидных залежей колчеданного типа в осадочных толщах. Геохимия, № 10, 1971.
- Власов К. А. Тектурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. Известия АН СССР, сер. геол., № 1, 1952.
- Воскресенская Н. Т. К геохимии таллия и рубидия в изверженных породах. Геохимия, № 6, 1959.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Габриелян А. А. Тектоническая карта Армянской ССР. Геотектоника, № 4, 1966.
- Габриелян А. А., Багдасарян Г. П., Джрбашян Р. Т., Карпетян К. И., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л., Мнацаканян А. Х. Основные этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 21, № 1-2, 1968.
- Габриелян А. А., Татевосян Л. К. Схема геолого-геофизического районирования Армянской ССР и смежных частей Антикавказа. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 19, № 1-2, 1966.
- Гаврилин Р. Д., Злобин Б. И., Певцова Л. А., Классова Н. С. Геохимия варисских интрузивных комплексов Северного Тянь-Шаня. Изд. "Наука", 1966.
- Геология Азербайджана. Петрография. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
- Геология Армянской ССР, т. II. Изд. АН Арм. ССР, 1964.
- Геология Армянской ССР, т. III. Изд. АН Арм. ССР, 1966.
- Геология Армянской ССР, т. IV. Изд. АН Арм. ССР, 1970.
- Геология Армянской ССР, т. У1. Изд. АН Арм. ССР, 1967.
- Грин Т. Х., Рингвуд А. Е. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. В сб. "Петрология верхней мантии". Изд. "Мир", 1968.
- Гриненко Л. Н. Изотопный состав серы сульфидов медноколчеданного месторождения Сибай (Южный Урал). Геология рудных месторождений. № 3, 1963.

- Гриненко Л. Н., Гирич Ю. П., Севунц А. Г., Савина Л. И., Мелконян Р. Л. Изотопы серы в породах и рудах Алавердского района. Геология рудных месторождений, № 5, 1973.
- Грушевой В. Г. Алавердское медное месторождение в Закавказье (его породы, руды, генезис). Тр. ГРУ ВСНХ СССР, вып. 1, М.-Л., 1930.
- Грушевой В. Г. Интрузивные породы Армянской ССР (сев. часть Армении и соседние районы Грузии). В сб. "Интрузивы Закавказья". Тр. Груз. гос. геол. упр., вып. 11. Тбилиси, 1947.
- Джрбашян Р. Т., Меликсетян Б. М., Мелконян Р. Л. О магматических формациях альпийского тектоно-магматического цикла (Армянская ССР). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 20, № 4, 1967.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы, т. 2. Изд. "Мир", 1965.
- Додин А. Л. Геологическое строение Алавердо-Садахлинского района ЗСФСР. Тр. ВНИИМС, вып. 88, 1935.
- Ежов А. И. Гранитоиды Шалгинского района. Изд. "Наука", 1964.
- Ефремова С. В., Индиченко Л. Н., Белоусов Г. Е. О рубидий-таллиевых отношениях в герцинских гранитоидах восточной части Бетпакадалы и Северного Прибалхашья (Центральный Казахстан). В сб. "Акцессорные минералы и элементы как критерий комагматичности и металлогенической специализации магматических комплексов. Изд. "Недра", 1965.
- Есин О. А. Расплавленные силикаты как микрогетерогенные электролиты. Известия АН СССР, отд. хим. наук, № 6, 1948.
- Жариков В. А. Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение. В сб. "Проблемы петрологии и генетической минералогии". Изд. "Наука", 1969.
- Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. Тр. ЦНИГРИ, вып. 96, 1937.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним рудообразования. Госгеолтехиздат. 1961.
- Злобин Б. И., Певцова Л. А., Классова Н. С. Распределение свинца и цинка и металлогеническая специализация в варисских гранитоидах повышенной основности (Центр. часть Сев. Тянь-Шаня). Геохимия, № 7, 1965.
- Знаменский Е. Б., Пополитов Э. И., Легейдо В. А. К геохимии олова в гранитоидах. В сб. "Геохимия редких элементов в изверженных горных породах". Изд. "Наука", 1964.
- Зограбян С. А. Структура и условия образования Ахтальского месторождения. Изд. АН Арм. ССР, 1971.
- Йодер Г. С., Тилли К. Э. Происхождение базальтовых магм. Изд. "Мир", 1965.
- Иванова Г. Ф., Бутузова Е. Г. Особенности распределения вольфрама, олова и молибдена в гранитах Восточного Забайкалья. Геохимия, № 6, 1968.
- Казарян А. Г., Шехян Г. Г. К проблеме генезиса колчеданных месторождений Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XXXVII, № 1, 1963.

- Казарян Г. А. Жильные породы Алавердского рудного района. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. н., т. 12, № 6, 1959.
- Казарян Г. А. К вопросу происхождения плагиогранитов. В сб. "Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР". Изд. АН Арм. ССР, 1966.
- Казарян Г. А. Основные закономерности магматизма Алавердского рудного района. В кн. "Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов Армянской ССР". Изд. АН Арм. ССР, 1971.
- Казарян Г. А., Баласанян С. И., Чибухчян З. О. Шамшадинская группа интрузивов. В кн. "Геология Армянской ССР", т. III. Изд. АН Арм. ССР, 1966.
- Казарян С. В. Новые данные о границе распространения эоцена и юры в пределах Алавердского района Армянской ССР. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 19, № 1-2, 1966.
- Кашкай М. А., Корнев Г. П., Ахмедов Д. М., Бабаев Э. Г. О Дашкесанском интрузивном комплексе. Известия АН Аз. ССР, сер. геол.-геофиз. наук, № 3, 1958.
- Карапетян А. И., Мкртчян Г. М., Мелконян Р. Л., Гулумджян Ов. П., Паланджян С. А. К вопросу германиеисности магнетитов различного происхождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 19, № 6, 1966.
- Керимов Г. И. К возрасту Атабек-Славянской и Кедабекской интрузий. Известия АН Азерб. ССР, № 7, 1955.
- Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов. Известия АН СССР, сер. геол., № 4, 1952.
- Коптев-Дворников В. С. Явления гибридности на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центр. Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, вып. 148, 1953.
- Коптев-Дворников В. С., Воробьева О. А., Устиев Е. К. и др. Современное состояние терминологии и номенклатуры изверженных пород. Матер. IV Всес. петрограф. совещ. Изд. АН Азерб. ССР, 1969.
- Коптев-Дворников В. С., Негрей Е. В. Редкие щелочи (Li, Rb, Cs) в гранитных комплексах Центрального Казахстана. В сб. "Вопросы петрографии Казахстана". Изд. "Наука", 1966.
- Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С., Дистанова А. Н., Дмитриев Л. В., Ефремова С. В. и др. Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бетпакдала, т. 2, Тр. ИГЕМ, вып. 54, 1962.
- Котляр В. Н., Сейранян В. Б. Некоторые особенности формирования вулканогенных месторождений Алаверди-Кафанской формационно-металлогенической зоны. Тезисы докл. К III Всес. вулканолог. совещ. Изд. Львовск. гос. ун., 1969.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. Изд. "Недра". 1964.
- Кузьмин М. И., Клепикова Е. А., Петров Л. Л., Рошупкина О. С., Таусон Л. В., Хлебникова А. А. Поведение редких

- элементов при становлении гипабиссальных гранитных интрузий. В сб. "Геохимия редких элементов в изверженных горных породах". Изд. "Наука", 1964.
- Ларсен Е. С., Фейр Ж., Готтфрид, Смит В. С. Уран в магматической дифференциации. Матер. Междунар. конферен. по мирному использованию атомной энергии", т. 6, 1955.
- Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического развития Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 1949.
- Ляхович В. В. Акцессорные минералы. Изд. "Наука", 1968.
- Ляхович В. В. О признаках рудогенерирующей способности гранитоидов. Геология рудных месторождений, № 2, 1969.
- Ляхович В. В., Мустафаев Г. В. Минералого-геохимические особенности гранитоидов северо-восточной части Малого Кавказа. В сб. "Акцесс. минер. в решении вопросов металлогении и проис. магмат. комплексов". М., 1969.
- Ляхович В. В., Родионов Д. А. К методике изучения акцессорных минералов в изверженных породах. Тр. ИМГРЭ АН СССР, вып. 6, 1961.
- Ляхович В. В., Червинская А. Д. О влиянии процессов ассимиляции на распространенность акцессорных минералов в гранитоидах. Известия АН СССР, сер. геол., № 5, 1960.
- Магакьян И. Г. Алавердский тип оруденения и его руды. Изд. АН Арм. ССР, 1947.
- Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. Советская геология, № 7, 1959.
- Магакьян И. Г. Рудоносные магматические комплексы и рудные формации территории Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. 43, № 4, 1966.
- Малхасян Э. Г. Основные черты юрского вулканизма Армении. В кн. "Вопросы вулканизма". Изд. АН СССР, М., 1962.
- Малхасян Э. Г. Геологическое развитие и вулканизм Армении в юрский период. Автореф. диссерт. на соиск. уч. степени докт. геол.-мин. н., 1970.
- Малхасян Э. Г., Хачатурян Э. А. Роль юрского вулканизма в металлогении Армении. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 5, 1972.
- Марфунин А. С. Полевые шпаты - фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 78, 1962.
- Меликян Л. С. К вопросу о тектоническом строении северо-восточного побережья оз. Севан. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 19, № 1-2, 1966.
- Мелконян Р. Л. К вопросу о генезисе плагиогранитов и трондъемитов (на примере Алавердского района). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 18, № 6, 1965.
- Мелконян Р. Л. О взаимоотношении эффузивного и интрузивного магматизма (на примере юрско-неокомского магматизма Алавердского рудного района). Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 19, № 1-2, 1966.

- Мелконян Р. Л. Закономерности распределения лития, рубидия и таллия в геосинклинальных интрузивных комплексах Алавердского рудного района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 1, 1970.
- Мелконян Р. Л. Интрузивные комплексы Алавердского рудного района (петрография, минералогия, геохимия). Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. н., Москва, 1971.
- Мелконян Р. Л., Мкртчян Г. М. Закономерности распределения меди и вопросы металлогенической специализации геосинклинальных магматических формаций Алавердского рудного района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 23, № 2, 1970.
- Мелконян Р. Л., Плошко В. В. Диабазовая (диабаз-пикритовая) формация Малого и Большого Кавказа. ДАН Арм. ССР, т. VIII, № 1, 1973.
- Милановский Е. Е. Орогенный вулканизм и тектоника Кавказа. Геотектоника, № 3, 1966.
- Мирзоян Г. Г. Некоторые вопросы геологии и рудоносности вулканогенно-осадочных образований Алавердского рудного района. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 3, 1972.
- Михеев И. В. Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолиздат, 1958.
- Мкртчян Г. М., Мелконян Р. Л. Влияние химического состава пород на интенсивность спектральных линий меди и пути его устранения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 23, № 4, 1970.
- Мкртчян С. С., Казарян С. В. О возрасте Шнохского массива кварцевых диоритов. ДАН Арм. ССР, т. 49, № 2, 1969.
- Мкртчян С. С. К проблеме поисков скрытых колчеданных и медно-молибденовых рудных тел на Малом Кавказе. Геология рудных месторождений, № 4, 1960.
- Мнацаканян А. Х. Меловые вулканические серии Северной Армении и связанное с ними минералообразование. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. н., М., 1964.
- Мустафаев Г. В. К распределению свинца и цинка в некоторых гранитоидных интрузивах Малого Кавказа. Известия АН Азерб. ССР, сер. геол.-геогр. н., № 4, 1966.
- Налбандян Э. М. Гидротермальные изменения рудовмещающих пород колчеданных месторождений Алавердского рудного района Армянской ССР. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. н., Ереван, 1970.
- Нокколдс С. Р. Аллен Р. Геохимические наблюдения, ИЛ, 1958.
- Овчинников Л. Н., Буслаев Ф. П., Панова М. В., Подлесова Р. Г., Яровикова А. М. Исследование окolorудных метасоматитов Гайского колчеданного месторождения в связи с их использованием для определения абсолютного возраста. Тр. XIII сессии Комиссии по опр. абс. возраста, геол. формаций. Изд. "Наука", 1966.
- Овчинников Л. Н., Траянова М. В. Закономерности распространения рубидия в изверженных и метаморфических породах Урала

- и их геологическое значение. "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала", т. 1, 1963.
- Одикадзе Г. Л. Петрографо-минералогические и геохимические особенности гранитоидов Большого Кавказа и Дзирульского массива и закономерности распределения в них редких и рудных элементов. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. докт. геол.-мин. н., 1969.
- Остафийчук И. М. К вопросу о распределении вольфрама и циркония в некоторых гранитных массивах Северного Казахстана. Геохимия, № 1, 1968.
- Пароникян В. О. К минералогии руд Ахтальского месторождения. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 15, № 6, 1962.
- Паффенгольц К. Н. Армутлы-Кульп. Геологический очерк между-речья среднего и нижнего течений рек Дебед-чай и Акстафа-чай. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып., 353, 1934.
- Паффенгольц К. Н. Сейсмо тектоника Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1946.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Паффенгольц К. Н. Очерки магматизма и металлогении Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1970.
- Рабинович А. В., Баскова З. А. Характер распределения свинца в некоторых гранитоидах Восточного Забайкалья. Геохимия, № 6, 1959.
- Ратман И. П. Андалузитсодержащие метасоматиты Алавердского рудного района (Северная Армения). Автореф. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. н., 1967.
- Ренгартен В. П. Тектоника восточной части Закавказской полого-складчатой зоны и тектоника Армянской зоны. Геология СССР, т. 10, ч. 1, 1941.
- Руб М. Г. Граниты Гродековского и Марьяновского интрузивных комплексов в Южном Приморье и основные черты их металлоносности. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 3, 1966.
- Рубинштейн М. М. Аргоновый метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Изд. Мецниереба, 1967.
- Сагателян Э. А. Особенности гидротермально измененных пород в регионах развития колчеданного оруденения Армении. Матер. ко II конфер. по околоруд. метасоматизму, 1966.
- Сажина Л. И. О распределении рубидия в гранитоидах. Геохимия, № 6, 1958.
- Саркисян О. А. Палеотектонические карты Армянской ССР и прилегающих частей Малого Кавказа для альпийского этапа развития. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. XXIV, № 3, 1971.
- Сатиан М. А. Литология и палеогеография меловых отложений между-речья р. Инджа-су, среднего течения р. Агстев и р. Гасан-су. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. н., 1960.
- Севунц А. Г. О закономерностях распределения изотопов серы в рудах Алавердской группы месторождений. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, № 2, 1972.

- Севунц А. Г. Изотопный состав серы колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Изд. АН Арм. ССР, 1974.
- Смирнов Я. Б. Тепловой поток и распределение глубинных температур в тектонически активных поясах Земли (в связи с проблемами тектоники и магматизма). В сб. "Проблемы тектоники и магматизма". Изд. "Наука", 1969.
- Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минералог. сб., № 4. Изд. Львовск. геол. общ., 1950.
- Соболев И. Д. Основные черты магматизма Урала. Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып. 8. Госгеолтехиздат, 1961.
- Соболев И. Д. Тектоника и магматизм Урала. "Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала", т. 1, 1963.
- Сопко П. Ф. Жильные породы Алавердского района Армении. Тр. Воронежск. гос. ун-та, вып. XXX, 1954.
- Сопко П. Ф. Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
- Сопко П. Ф. Генетические особенности колчеданных месторождений Малого Кавказа и некоторые закономерности их размещения. В сб. "Законом. размещения полезн. ископ.", т. УП, "Недра", 1964.
- Сопко П. Ф. Колчеданные месторождения Малого Кавказа. Изд. "Недра", 1971.
- Сотников В. И., Изюмова Л. Г. О содержании вольфрама в гранитах интрузивных массивов Горного Алтая, характеризующихся различной рудоносностью. Геохимия, № 2, 1965.
- Ставров О. Д. Геология месторождений редких элементов, вып. 21, Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов. Госгеолтехиздат, 1963.
- Татевосян Л. К. Некоторые черты глубинного строения земной коры в области Кавказа по гравиметрическим данным. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. н., т. 14, № 5, 1961.
- Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. Изд. АН СССР, 1961.
- Туманян Г. А. Новые данные о возрасте Кохбской интрузии. Известия АН Арм. ССР, Науки о Земле, т. 19, № 5, 1966.
- Хачатурян Э. А. Некоторые особенности колчеданного оруденения Армении. Известия АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. н., т. XII, № 4, 1959.
- Хачатурян Э. А. Колчеданная рудная формация Армянской ССР. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. докт. геол.-мин. н., Баку, 1968.
- Чихелидзе С. С. Геологические наблюдения в юго-восточной части Дзирульского массива. Тр. ГИН АН Груз. ССР, сер. геол., тр. 4 (9), 1948.
- Шипулин Ф. К. Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана). Изд. "Наука", 1968.
- Шипулин Ф. К., Виноградов В. И. Об изотопах серы в рудах Дашкесана. В сб. "Изотопы серы и вопросы рудообразования". Изд. "Наука", 1967.

- Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и история тектонического развития восточной части Малого Кавказа, т. 2. Изд. АН Азерб. ССР, 1966.
- Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Состав акцессорного титаномагнетита в различных генетических типах гранитоидов Урала. ДАН СССР, т. 139, № 5, 1961.
- Эфендиев Г. Х., Гейдаров А. С., Мустафаев Г. В. К геохимии лития, рубидия и цезия в гранитоидах Малого Кавказа. Известия АН Азерб. ССР, сер. геол.-геогр. н., № 3, 1965.
- Barth T.F.W. The feldspar geologic thermometers. N.Jb.Mineral., 82, 1951.
- Budington A.F., Fahey J., Vlisidis A. Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. Amer. J. Sci., 253, 1955.
- Eugster H.P. Phase relations of hydrous silicates with intermediate Mg/Fe ratios. Carnegie. Inst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., 57, 193, 1957-1958.
- Harris P.G. Distribution of germanium among coexisting phases of partly glassy rocks Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 5, 1954.
- Heinrich E.W. Mineralogy and geology of radioactive raw materials. N.-Y, 1958.
- Hess H.H. Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. Amer. Mineral., 34, N 9-10, 1949.
- Onishi H., Sandell E.B. Meteoritic and terrestrial abundance of tin. Geochim. et Cosmochim. Acta, v.12, N3, 1957.
- Poldervaart A., Hess H.H. Pyroxenes in crystallisation of basaltic magma. J. Geol., 59, 1951.
- Poldervaart A. Correlation of physical properties and chemical composition in the plagioclase, olivine and orthopyroxene series. Amer. Mineral., 35, 1950.
- Tuttle O.F. L'origine et la classification des granites à la lumière des études expérimentales dans le système $\text{Na AlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Sci de la Terre, Nancy, 1955.
- Tuttle O.F., Wyllie P.J. Hydrothermal studies in the system $\text{Na AlSi}_3\text{O}_8$ (Albite) - $\text{H}_2\text{O} - \text{HF}$ and granite - $\text{H}_2\text{O} - \text{HF}$. Bull. Geol. Soc. Amer. 68, 1957.
- Vance J.A. Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. J. Geol., 73, N 4, 1965.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Б. М. Меликсетян

Петрология, минералогия и геохимия интрузий порфировидных гранитоидов Центральной Армении и их металлогеническая роль

Введение	5
Глава I. Геологический очерк Памбака	7
Основные черты геологического строения Памбака	7
История геотектонического развития Севано-Ширакского синклинория, время и место формирования порфировидных гранитоидов	8
Блочное строение Памбака и характер развития интрузивного магматизма	11
Возрастные взаимоотношения щелочных и гранитоидных интрузивов Памбака	16
Глава II. Геология массивов порфировидных гранитоидов	18
Строение массивов	18
Характер контактов	19
Элементы внутренней структуры	22
Возможный механизм интрузий	23
Глава III. Петрографическая характеристика массива	25
Породы главной интрузивной фазы	25
Микроструктура гранитов	30
Ксенолиты	32
Эндоконтактовые фации	32
Фации сателлитов	33
Субфаза кварцевых сиенитов	35
Жильно-магматические породы	35
Постмагматические изменения гранитов	38
Глава IV. Особенности состава породообразующих минералов	42
Калиевый полевой шпат	42
Плаггиоклаз	45
Кварц	46
Биотит	46
Амфибол	48
Моноклинный пироксен	49

Вторичные минералы	50
Глава У. Акцессорные минералы, их ассоциации, особенности распределения и химического состава	52
Характеристика и типоморфные особенности акцессорных минералов	53
Закономерности распределения и условия образования акцессорных минералов	66
Глава У1. Петрохимическая характеристика	69
Глава УП. Геохимия редких элементов в гранитоидах	74
О геохимической и металлогенической специализации интрузий порфириовидных гранитов Центральной Армении	92
Глава УШ. Петрогенезис порфириовидных гранитоидов Центральной Армении	96
Общая схема петрогенезиса щелочных и гранитоидных интрузий Памбака	97
Термодинамические условия формирования порфириовидных гранитов	101
О роли различных петрогенетических процессов при формировании рудоносных интрузий гранитоидов	104
Глава IX. Металлогеническая роль интрузий порфириовидных гранитоидов	117
Заключение	127
Литература	129

Р. Л. Мелконян

Петрология, минералогия и геохимия интрузивных комплексов
Алавердского рудного района

Введение	137
Глава I. Краткий геологический очерк района	138
История геологического развития Сомхето-Карабахского мегантиклинория	143
Глава II. Интрузивные комплексы Алавердского рудного района	149
Геология интрузивных комплексов	154
Глава III. Петрография интрузивных комплексов	164
Петрография среднеюрского интрузивного комплекса	164
Петрография нижнемелового интрузивного комплекса	167
Петрография предверхнеэоценового интрузивного комплекса ..	174
Выводы	181
Глава IV. Петрохимические особенности интрузивных комплексов	186
Выводы	198
Глава V. Минералогия	199
Породообразующие минералы	199
Выводы	210
Акцессорные минералы	212
Выводы	230
Глава VI. Геохимия интрузивных комплексов	234
Выводы	248
Глава VII. Некоторые вопросы петрологии интрузивных комплек- сов Алавердского рудного района	251
Глава VIII. О характере связи колчеданного оруденения Алаверд- ского рудного района с магматизмом	258
Заключение	267
Литература	270

Борис Манукович Меликсетян
Рафик Левонович Мелконян

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ИНТРУЗИВНЫХ
КОМПЛЕКСОВ НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ РАЙОНОВ
АРМЯНСКОЙ ССР

Печатается по решению ученого совета Института
геологических наук АН Армянской ССР

Отв. редактор Г. П. Багдасарян
Редактор издательства Э. Г. Малхасян
Художник О. Т. Саргсян
Технич. редактор Р. Х. Геворгян
Корректор С. Г. Пироева

Набрана на наборно-пишущей машине
оператором М. Б. Геворкян

Книга издана офсетным способом

ВФ 04028 Изд. 4503 Заказ 21 Тираж 500
Сдано в производство 20.12.1976г. Подписано к печати
7.12.1976г., печ. 17,75 л. + 9 вкл., усл. печ. 26,25 л.,
изд. 18,55 л., бумага № 1,70x108 1/16. Цена 2р. 20к.

Издательство АН Армянской ССР, 375019 Ереван,
Барекамутян, 24г.

Типография Издательства АН Армянской ССР,
г. Эчмиадзин

1883