



ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК АКАДЕМИИ НАУК  
АРМЯНСКОЙ ССР

На правах рукописи

В. А. АГАМАЛЯН

ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ СЛАНЦЕВОГО  
КОМПЛЕКСА АРЗАКАНСКОГО  
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА  
(АРМЯНСКАЯ ССР)

(127 — ПЕТРОГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ)

Автореферат диссертации  
на соискание ученой степени  
кандидата геолого-минералогических наук

ИЗДАТЕЛЬСТВО МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА • 1970

Работа выполнена в Институте геологических наук АН Армянской ССР и на кафедре петрографии Московского государственного университета.

Научный руководитель — доктор геолого-минералогических наук, профессор Е. А. Кузнецов.

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук, академик АН Армянской ССР К. Н. Паффенгольц;  
кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник ИГЕМ АН СССР А. М. Борсук.

Ведущая организация — Армянский горно-металлургический научно-исследовательский институт.

Автореферат разослан

1970 г.

Защита диссертации состоится 13 марта 1970 г. на заседании специализированного Ученого совета по петрографии и геохимии геологического факультета МГУ.

Просьба отзывы посылать по адресу: Москва, В-234, МГУ, геологический факультет. Ученому секретарю Совета.

С работой можно ознакомиться в библиотеке геологического факультета МГУ.

Ученый секретарь  
кандидат геолого-минералогических наук,  
доцент

(СОБОЛЕВ Р. Н.)

Подписано к печати 28/I 1970 г.

03625

Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>

Бумага офс. № 2

Физ. печ. л. 1.5

Заказ 1065

Тираж 200 экз.

Издательство Московского университета  
Москва, Ленинские горы, Административный корпус.  
Типография Изд-ва МГУ. Москва, Ленинские горы

Уважаемому Лерингу от Вилена  
12/VI-73.

## В В Е Д Е Н И Е

Арзаканский кристаллический массив представляет собой выход древнего метаморфического фундамента Малого Кавказа на территории Армянской ССР (Армянская складчатая зона). Это — сложно построенный, интенсивно дислоцированный древний комплекс, состоящий из мигматитов, пара- и ортогнейсов, амфиболитов, кристаллических сланцев, мраморов, порфиритоидов и порфиридов, прорванных и инъецированных интрузивными образованиями от ультраосновного до ультракислого состава.

К массиву приурочены разнообразные полезные ископаемые: мрамор, доломит, высокоглиноземистое цементное сырье, минеральные краски, графит, барит, золото, железо, медь, мышьяк, полиметаллы и термальные минеральные воды.

Первые сведения о геологическом строении Арзаканского кристаллического массива имеются в работах Г.В.Абиха и Ф.Освальда, затем массив был изучен Н.Г.Казнаковой, В.Н.Котляром, К.Н.Паффенгольцем, Г.П.Багдасаряном, М.С.Абрамян и Р.А.Аракелянном, Дж.О.Оганесяном и Г.А.Акопяном и А.Е.Назаряном. Однако, работы предыдущих исследователей в целом имели региональный геологический характер. Поэтому многие вопросы петрографии, химизма и генезиса сланцев оставались неизученными или слабо изученными и требовали постановки специальных детальных исследований.

Непосредственной целью настоящей работы являлось:

1. Расчленение сланцевого комплекса Арзаканского кристаллического массива на новой геолого-петрографической основе, изучение петрографии, минералогии, химизма и поведения элементов-примесей сланцев.

2. Изучение процессов метаморфизма и метасоматизма, выявление типов и фаций метаморфизма.

3. Восстановление (со снятием метаморфизма) характера исходных отложений сланцев и выяснение условий их осадкообразования.

Для выполнения поставленной задачи автором (1963-1968 гг.) была проведена геологическая съемка Арзаканского кристаллического массива (150 км<sup>2</sup>) в масштабе 1:25000, при этом описаны 1614 обнажений, отобрано 1526 образцов. Объем камеральных и аналити-



ческих исследований включает изучение 2200 шлифов, диагностическое окрашивание 220 шлифов, количественный минеральный подсчет 273 шлифов, 403 иммерсионных изменений, 20 полных силикатных анализов, 120 приближенно-количественных спектральных анализов и 3 определения абсолютного возраста К/Аг методом.

Диссертационная работа объемом 250 машинописных страниц состоит из четырех частей, введения, заключения, 21 страницы приложения и списка использованной литературы (175 названий). В тексте приведены 25 таблиц результатов аналитических исследований, 30 графиков, 75 фотографий шлифов, образцов и обнажений. К работе прилагается новая детальная геолого-петрографическая карта Арзаканского кристаллического массива и 10 разрезов к ней.

### Часть первая ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АРЗАКАНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Арзаканский кристаллический массив обнажается на юго-восточных отрогах Цахкуняцского хребта в 50 км к северу от г. Еревана.

Метаморфические породы залегают в ядре верхнемелового Цахкуняцкого (Спитак-Арзаканского) антиклинория обдекавказского простиранья, крылья которого сложены неметаморфизованными отложениями мезо-кайнозойского возраста.

### Глава I. С Т Р А Т И Г Р А Ф И Я

Сланцы метаморфического комплекса подразделяются на две разновозрастные серии: нижнюю – полиметаморфическую гнейсово-кристаллосланцевую (докембрий?) и верхнюю – зеленосланцевую (нижний палеозой?), в составе которых выделяются 6 свит.

#### А. Нижняя серия (докембрий?)

I. Свита пятнистых сланцев составляет основание нижней серии Арзаканского кристаллического массива, характеризуется кварц-двусланящим составом сланцев и наличием пятен мелкочешуйчатого хлорита и мусковита. В составе этой свиты присутствуют маломощные пачки заохренных доломитов. Породы обладают совершенной кристаллизационной сланцеватостью и мелкой плитчатостью, интенсивно развиты осевой кливаж течения и поперечный кливаж разлома. Складки

здесь изоклинальные, сильно сближенные, стрельчатые. Мощность до 520 м.

2. Свита кварцитовых сланцев сложена светлыми, существенно кварц-мусковитовыми кристаллосланцами с многочисленными округлыми вкрапленниками турмалина. Сланцы переходят в доломитовые и кальцитовые мраморы с промежуточными слюдястыми мраморами. В этой свите локализованы наиболее крупные пачки доломитов района.

Характер и план дислокаций сходны с таковыми для подстилающей свиты, однако плейчатость здесь более пологая. Мощность 490 м.

3. Свита графитовых сланцев несогласно перекрывает различные горизонты нижних свит. Она сложена маркирующим горизонтом черных или стально-серых марающих гранат-кварц-двуслюдяных графитовых сланцев с пачкой мраморов в кровле. Непрерывное прослеживание этого горизонта выявило купольное строение нижней серии и детали его структуры. Графитовые сланцы обладают совершенной кристаллизационной сланцеватостью и интенсивной микроплейчатостью. Мощность свиты 150 м.

#### Б. Верхняя серия (нижний палеозой?)

1. Свита метакорковых филлитов несогласно перекрывает графитовые сланцы. Филлиты характеризуются слабой степенью метаморфизма и отсутствием кристаллизационной сланцеватости. Окраска у них буроватая, зеленоватая. Мощность у филлитов невыдержанная и колеблется от нескольких до 400 м.

2. Вулканогенная свита Арзаканского кристаллического массива залегает на размывтой поверхности метакорковых филлитов и прослеживается по правому борту р. Даллар на расстоянии до 7 км. Эта свита подразделяется на две подсвиты: а) подсвита порфиритоидов и б) подсвита порфириоидов.

а) Подсвита порфиритоидов представлена зелеными и желто-зелеными существенно актинолит-хлоритовыми сланцами и слагает нижнюю 2/3 вулканогенной свиты. В основании она содержит горизонт мягких хлоритовых и альбит-хлоритовых рутилоносных сланцев. Мощность подсвиты 590 м.

б) Подсвита порфириоидов согласно сменяет подсвиту порфиритоидов вверх по разрезу. Она сложена светло-серыми, буровато-серыми кварц-полевошпатово-серицитовыми

порфироидами. В составе порфиroidов выделяются эффузивные и экзотрузивные метавулканисты. Преобладают мелкозернистые эффузивные метавулканисты грубосланцевой текстуры с мелкими бластопорфиroidными вкрапленниками плагиоклаза. В средней части оврагов Кярхан и Муртуз широко развиты магнетитсодержащие разности. Мощность 300 м.

3. Карбонатная свита Агверанского района венчает разрез древнего метаморфического комплекса и развита на правом борту ущелья р. Агверан. Она сложена мощными пачками и толщами средне-мелкозернистых белых, розовых и серых мраморов с подчиненными прослоями и пропластками метаобломочных зеленых сланцев, состоящих из обломков порфиритоидов и порфиroidов в сланцеватом серицит-хлоритовом цементе. Мраморы прослеживаются на 7 км в меридиональном направлении на север до гребня Цахкуняцкого хребта. На вулканогенную свиту эта свита налегает трансгрессивно с угловым несогласием и с конгломератами в основании. Мощность ее достигает 550 м.

На контакте с Агверанским интрузивом неокотского возраста за счет пород этой свиты образуется поле роговиков и скарнов. Контактное влияние интрузива распространяется на расстоянии от 200 до 300 м. По сланцевым прослоям образуются чередующиеся зоны пироксеновых, роговообманковых и альбит-эпидотовых роговиков и развиваются залежи гранатовых, гранат-пироксеновых, гранат-эпидотовых известковых биметасоматических скарнов, а также жилы и залежи инфильтрационных известковых скарнов.

**В о з р а с т** метаморфических пород большинством предыдущих исследователей определяется как докембрий-нижний палеозой на основании геолого-литологических корреляций со сходными древними метаморфическими сланцами Кавказа (К.Н. Паффенгольц, В.Н. Котляр, Р.А. Аракелян, А.Т. Асланян, А.А. Габриелян, А.Е. Назарян). Радиологические  $K/Ar$  валовые определения по кварц-слюдяным сланцам дают 159-171 млн. лет (Г.П. Багдасарян, Р.Х. Гукасян), что, по нашему мнению, следует интерпретировать как время последнего поднятия древнего метаморфического комплекса выше геотермы  $300^{\circ}C$  (Everden, Curtis and *et al.*, 1960).

#### В. Неметаморфизованные отложения чехла

Различные горизонты метаморфического комплекса трансгрессивно и с базальными конгломератами в основании перекрываются полого-складчатыми неметаморфизованными отложениями фаунистически

веско обоснованного коньяк-сантона (полимиктовые конгломераты и мергелитовые известняки), андезито-базальтовыми порфиритами эоцена, кислыми вулканитами и двупироксеновыми андезитовыми лавами мио-плиоцена (олигоцен?). Между конгломератами основания верхнего мела и метаморфическими сланцами нами выявлены слабо метаморфизованные глинистые сланцы и мраморизованные известняки (сантон?). Кислые вулканиты мы объединяем в единую Алибекскую толщу, сложенную тремя стратифицированными горизонтами: а) кислых слоистых витрокластических туфов с конгломератами в основании, б) перлитовых липаритов с реликтами обсидиана и в) полосчатых липаритов. Между кислыми и основными вулканитами имеет место перерыв, размыв, отложение глин и алевролитов, которые прорываются вулканическими аппаратами — центрами извержения этих основных лав.

## Глава 2. ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Интрузивные породы, представленные серпентинитами, амфиболитами, габбро, гранитоидами и гранитами, локализованы в сланцевом комплексе и вместе со сланцами трансгрессивно перекрываются верхнемеловыми отложениями. Их галька залегает в конгломератах основания верхнемеловых отложений. Схемы расчленения интрузивных пород района предложены К.Н.Паффенгольцем, В.Н.Котляром, Г.П.Багдасаряном, Р.А.Аракелянном, А.Т.Асланяном, Дж.О.Оганесяном и А.Г.Акопяном и А.Е.Назаряном. Сопоставление этих схем выявляет значительные разногласия в вопросах возраста, последовательности внедрения и определения объема интрузивных комплексов.

Интрузивы района большинством исследователей относились к каледонскому и герцинскому циклам. На основании радиологических исследований К/Ас методом Г.П.Багдасарян интрузивы относит к альпийскому циклу.

Доверхнемеловые интрузивные комплексы, локализованные в пределах Арзаканского кристаллического массива, мы делим на две крупные возрастные группы — метаморфизованные и неметаморфизованные. Предлагается неметаморфизованные интрузивные породы исключить из сообщества интрузивов метаморфического комплекса, как внедренные в уже консолидированный субстрат. В группу метаморфизованных интрузивов входят: I) черные гнейсовидные амфиболиты по габбро-диабазам, которые образуют согласные пластовые внедрения в свитах пятнистых и кварцитовых сланцев нижней серии, а также

слагают многочисленные экзотические глыбы, обломки аггломератовых брекчий и линзовидные тела в мигматитах; 2) мигматизированные гнейсо-граниты, слагающие ядра брахиантиклинальных структур нижней серии. Черные амфиболиты и мигматиты перекрываются свитой графитовых сланцев и вместе с ними прорываются 3) лейкократовыми сахаровидными альбитовыми плагиогранитами протобластической структуры. Черные амфиболиты, мигматиты и альбитовые плагиограниты по возрасту относятся к нижней серии (предположительно докембрий) и претерпели полиметаморфизм. В группу метаморфизованных входят также и интрузивы верхней серии (предположительно нижний палеозой), 4) зеленокаменные габбро по меланократовым габбро и 5) апогардбургитовые серпентиниты. Габбро ограничены вулканогенной свитой и в вышележащую карбонатную свиту не переходят, а серпентиниты прорывают карбонатную свиту.

В группу неметаморфизованных интрузивных пород входят 6) гранитоиды Агверанского интрузива (103 млн. лет) и широкая гамма его жильных дериватов. Они сопровождаются ореолами недислоцированных роговиков и скарнов; 7) лейкократовые анортитовые граниты (68 млн. лет), прорывающие гранитоиды Агверанского интрузива в пригребневой части Цахкуняцкого хребта.

В пределах Арзаканского кристаллического массива развиты также более молодые дайки диабазов – корни излияний диабазовых порфиритов эоцена, дайки и нейки санидиновых липаритов – корни излияний липаритов Алибекской толщи мио-плиоцена, мощные дайки, нейки и вулканические аппараты двупироксеновых андезитов-дацитов – корни излияний двупироксеновых андезитовых покровов плиоцена.

### Глава 3. Т Е К Т О Н И К А

В древнем сланцевом комплексе Арзакана детальным картированием выявлен Арзакан-Бжнинский брахиантиклиналь – купол, вытянутый в близширотном, северо-восточном направлении и сочленяющийся с ним с запада Арзакан-Агверанская моноклираль меридионального простирания и западного падения.

Указанный купол занимает юго-восточную часть района и очертанен нами прослеживанием маркирующего горизонта графитовых сланцев, образующих в плане амебообразный замкнутый контур. Внутри этого контура располагаются породы свиты пятнистых и свиты кварцитовых сланцев, прорванные в ядре купола габбро-диабазами, гранитами и лейкократовыми альбитовыми плагиогранитами и интенсивно мигматизированные. Периферическая часть брахискладки слагается поро-

дами свиты метааркозовых филлитов.

Купольная структура нижней серии осложнена синклинальными мульдами северо-восточного простирания. Погружение внутренних структур купола выявляется общим погружением линейности гнейсов и сланцев, которая имеет склонение в среднем по аз.  $230^0$  и не зависит от простирания и падения слоистости — сланцеватости пород. На юго-западе породы нижней и верхней серий смещены северо-западными разрывами. С севера указанная брахискладка нарушена крупным надвигом Алмалы. Фронт надвига имеет выпуклость на юго-запад и прослеживается с запада на восток на 8 км и на востоке перекрывается отложениями верхнего мела. По надвигу нижние свиты нижней серии надвинуты на породы верхней серии. По плоскости надвига внедрены мощные дайки роговообманковых габбро-диоритов Агверанского интрузива. Плоскость сместителя надвига наклонена на северо-восток под углом  $20-25^0$ . На южном крыле брахискладки отмечается широтная антиклиналь.

К северу от Арзакан-Бжнинской брахиантиклинали можно предположить наличие восточного крыла аналогичной брахискладки с мигматитовым ядром, большая часть которой на западе уничтожена Агверанским интрузивом, а её восточное крыло перекрыто липаритами.

Моноклиальная структура западной части сложена метавулканитами и карбонатными породами верхней серии метаморфического комплекса. Общая моноклиальная структура осложнена соосными складками дробных порядков, с наклоном осевых плоскостей на восток, с образованием длинных узких складок с почти горизонтальными меридиональными шарнирами.

Эти две крупные структурные единицы представляют собой две разновозрастные метаморфические серии — нижнюю и верхнюю, которые отличаются друг от друга не только планом, но и интенсивностью дислокаций, характером и фациями магматизма и метаморфизма, а также условиями осадконакопления.

В метаморфическом комплексе можно выделить четыре структурно-тектонических единицы, по объему и содержанию соответствующие структурным ярусам, которые разделяются стратиграфическими несогласиями, отличаются условиями осадконакопления и характером магматизма.

#### А. Нижняя серия

1. Первый структурный ярус включает самые древние свиты-пятнистых сланцев и кварцитовых сланцев, сла-

гающие ядра куполов, которые несогласно перекрываются свитой графитовых сланцев. В пределах первого яруса локализованы черные амфиболиты и мигматиты. Породы этого яруса претерпели наибольшие дислокации и только здесь наблюдается гранитизация и мигматизация. Характер литогенеза осадочный, карбонатные породы преимущественно доломитовые.

2. В т о р о й с т р у к т у р н ы й я р у с включает только одну свиту графитовых сланцев, которая лежит несогласно на сланцах и интрузивах первого яруса и в свою очередь несогласно перекрывается метааркозовыми филлитами. К этому ярусу приурочены только лейкократовые плагиограниты.

#### Б. Верхняя серия

3. Т р е т ь и й с т р у к т у р н ы й я р у с включает свиту метааркозовых филлитов и вулканогенную свиту, которые, ввиду различий в условиях залегания, могут рассматриваться в качестве подъярусов. Их объединяет одинаковая слабая степень метаморфизма, отличающаяся от более глубокого метаморфизма нижней серии. Филлиты облекают купольные структуры нижней серии, а метавулканиды слагают моноклинали меридионального простирания. Эти различия обусловлены этапами развития геосинклинали верхней серии, в начальные стадии развития которой отлагались аркозовые песчаники и граувакки в мелководных условиях на структурном рельефе нижней серии, за которыми последовало излияние лав по меридиональным трещинам в линейных грабенах, заложенных на консолидированном субстрате из пород нижней серии. Из интрузий здесь локализованы только зеленокаменные габбро, которые в четвертый ярус не переходят.

4. Ч е т в е р т ы й с т р у к т у р н ы й я р у с слагается породами карбонатной свиты Агверанского района, которые залегают несогласно на метавулканидах с конгломератами в основании. Они также имеют меридиональное простирание и смяты в узкие линейные складки. В них локализованы и согласно с ними рассланцованы апогарцбургитовые серпентиниты.

#### Часть вторая

#### ПЕТРОГРАФИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, ХИМИЗМ И ИСХОДНЫЙ СОСТАВ СЛАНЦЕВ

#### Глава 4. Н И Ж Н Я Я С Е Р И Я

1. Пятнистые сланцы. В минеральном составе пятнистых сланцев принимают участие в качестве главных минералов: кварц - 20-

30%, мусковит - 15-60%, биотит (частично хлоритизированный) - 5-40%, альмандиновый гранат (псевдоморфозы серицит + хлорит) - 5-15%, андалузит (псевдоморфозы серицита) - 3-15%; второстепенные минералы представлены: плагиоклазом (агрегат альбит+серицит) и кальцитом; акцессорные - циркон, апатит, турмалин, магнетит, ильменит и рутил. Текстура у них слоисто-кристаллическая, мелкоплойчатая. Плывчатость обусловлена пересечением сланцеватости (листоватой отдельности) сближенными плоскостями осевого кливажа течения, изгибающими листоватые минералы. Пятнистая текстура обусловлена 3-20 мм псевдоморфозами тонкочешуйчатого серицита или хлорита по порфиробластам андалузита и граната и, возможно, кордиерита и ставролита. Структура пород лепидогранобластовая до гранолепидобластовой.

Зерна кварца, мусковита, биотита и граната проявляют взаимоотношение синкинематического бластеза с некоторым замещением мусковита биотитом, а андалузит и, возможно, кордиерит носят отчетливо выраженный характер посткинематического бластеза.

Химические составы пятнистых сланцев близки друг другу, средний состав которых близок среднему глинистому сланцу по Кларку, отличаясь большим содержанием кремнезема, магния и глинозема. Фигуративные точки составов пятнистых сланцев располагаются кучно на первом сечении тетраэдра Ниггли в поле остаточных глинистых отложений близко к границе поля изверженных пород. Концентрации элементов-примесей в них близки средним содержаниям для осадочных пород (по А.П. Виноградову), отличаясь повышенными содержаниями кобальта и частично ванадия и пониженными - никеля, меди, цинка и стронция. Исходный состав пятнистых сланцев соответствует песчаным глинистым сланцам.

2. Кварцитовые сланцы имеют слоисто-кристаллическую текстуру, переходящую в гнейсовидную. Структура у них лепидогранобластовая с высшей степенью развития кристаллизационной сланцеватости. Типоморфной особенностью является их светлая окраска, наличие многочисленных округлых включений темно-синего турмалина и отсутствие биотита. Минеральный состав: главные минералы - кварц (40-60%), мусковит (20-50%), клинохлор (5-15%) и турмалин (5-30%); второстепенные - кальцит, альбит; акцессорные - апатит, циркон, магнетит, анатаз, ксенотим, гематит и пирит.

Турмалин в этих сланцах образует сфероидальные агрегаты - "солнца" размером 1-20 мм в поперечнике. Окраска сферолитов зо-

нальная, густая – чернильно-синяя в средней части и бледно-желтая до бесцветной в ядре и по периферии. Они часто имеют пойкилобластическую структуру из-за округлых включений кварца, турмалиновые "солнца" окружены осветленным ореолом и огибаются сегрегационными полосами мусковита. Изредка встречаются грубо радиальные обособления турмалина более густой окраски. "Солнца" турмалина приурочены только к сланцам этой свиты, что наряду с отсутствием заметных содержаний турмалина в других свитах, в прорывающих интрузивах и в контактовых ореолах свидетельствует о первичной обогащенности бором исходных отложений кварцитов сланцев. Акцессорные минералы в этих сланцах часто проявляют высокую степень окатанности, дают сростания друг с другом и образуют скопления по слоистости.

Химические анализы кварцитов сланцев близки друг другу, а их средний состав близок среднему песчанику по Кларку. Отличие состоит в значительной обогащенности глиноземом и обедненности известью, что свидетельствует о большей роли глинистого цемента. Учитывая также значительное содержание турмалина, получаем исходный состав для кварцитов сланцев, соответствующий бороносным глинистым песчаникам.

Эти породы обладают пониженными содержаниями большинства элементов-примесей.

3. Графитовые сланцы имеют кристаллически-сланцевую, тонко-плотчатую узловатую текстуру. Структура у них порфиробластовая, свилеватая с гранолепидобластовой полнокристаллической структурой основной ткани. Породы состоят из порфиробластов розового альмандинового граната (13-21%) и андалузита (2-5%) и минералов основной ткани – кварца (30-40%), мусковита (20-40%), биотита (10-20%), графитовой пыли (до 10%) и акцессорных минералов: магнетита, апатита, циркона, турмалина, рутила и анатаза.

Гранат образует только порфиробласты гелицитовой структуры с закономерными включениями графитовой пыли в виде "креста", заключенного в "кольцо". Порфиробласты граната обладают четко выраженными "теньями давления", заполненными крупнозернистым кварцем и крупными чешуйками клинохлора и огибаются ориентированной основной тканью. Показатель преломления граната  $1,805 \pm 2$ .

Мусковит, биотит и альмандин проявляют признаки совместного

образования в синкинематических условиях, а андалузит отчетливо накладывается на пloyчатый рисунок сланца. Биотит образует часто чешуйки "поперечного" расположения. Вторичные минералы развиваются по выщелоченным минералам в виде псевдоморфоз хлорита и серицита по гранату, серицита по андалузиту, пеннина по биотиту.

Химические составы графитовых сланцев из различных участков, удаленных друг от друга до 20 км, очень близки. Их фигуративные точки накладываются друг на друга, располагаясь на втором сечении тетраэдра Ниггли в поле остаточных глинистых отложений. Этот факт, наряду с очень выдержанным минеральным составом и структурными особенностями можно трактовать как свидетельство гомогенности и изохимичности регионального метаморфизма и фациальной однородности бассейна осадконакопления. Выдержанными являются также концентрации элементов-примесей в них, характеризующиеся повышенными содержаниями кобальта, редких земель и бария. Сопоставление со средним составом глинистого сланца по Кларку показывает очень близкое соответствие с ним, отличаясь обратными пропорциями окисного и закисного железа, бедностью известью и летучими.

4. Карбонатные породы нижней серии представлены доломитовыми и кальцитовыми среднезернистыми мраморами с подчиненной ролью слюдяных мраморов.

Кальцитовые мраморы белые, розовые и серые. Текстура у них массивная, реже полосчатая. Структура у них гетеробластическая, гранобластовая сутурная.

Доломитовые мраморы имеют чаще всего гнейсовидную текстуру и проявляют преимущественно гомеобластовую полигональную гранобластовую структуру.

В минеральном составе карбонатных пород, кроме кальцита и доломита, участвуют различные минералы, которые по генетическому типу образования делятся на: а) аутигенные, бластез которых произошел при региональном метаморфизме из исходной глинистой примеси — мусковит, биотит, тремолит, апатит, сфен; б) терригенные, частично окатанные — кварц, мусковит, биотит, плагиоклаз, циркон, рутил, апатит, турмалин; в) контактово-метасоматические в экзоконтактовых ореолах прорывающих интрузивов — кварц, роговая обманка, пироксен, оливин, шпинель, гранат, тальк, серпентин, апатит, скаполит, магнетит, пирит и халькопирит.

Иммерсионные исследования показали присутствие только чистого доломита ( $n_o = 1,681 \pm 2$ ) и чистого кальцита ( $n_o = 1,658 \pm 2$ ). Прокрашивание показало преобладание чистых доломитовых и чистых кальцитовых мраморов с подчиненной ролью частично доломитизированных мраморов. Этим подтверждается вывод Г.П.Багдасаряна (1939) о подчиненной роли частично доломитизированных мраморов, полученный им при статической обработке большого количества химических анализов.

В отношении концентраций элементов-примесей как кальцитовые, так и доломитовые мраморы обнаруживают большую стерильность. Выше чувствительности анализов присутствуют только стронций и медь, и только в единичных пробах – цинк, свинец и серебро. Только в слюдяных мраморах обнаруживаются другие элементы-примеси, что говорит о совершенной стерильности карбонатных минералов.

## Глава 6. ВЕРХНЯЯ СЕРИЯ

5. Метааркозовые филлиты имеют сланцевую пльчатую текстуру, но в отличие от пород нижней-серии, кристаллизационная сланцеватость в них отсутствует. Структура – бластопаппистовая, переходящая в лепидогранобластовую. Минеральный состав складывается на 90% детритовыми компонентами из минералов и обломков пород нижней серии, в интерстициях которых развиваются аутигенные минералы – кварц, серицит, хлорит, кальцит, биотит. Главные минералы – кварц (40-70%), альбит (20-35%), мусковит и серицит (5-30%), хлорит (5-20%), биотит (1-20%); второстепенные – микроклин (до 5%), кальцит и доломит (1-12%); акцессорные – циркон, апатит, рудные, рутил и турмалин. Выделяются биотитовые и безбиотитовые разности.

Фигуративные точки модальных составов филлитов занимают локальное поле на классификационном треугольнике песчаников по Петтиджону (1961) в тройной точке пересечения границ полей граувакк, аркозов и полевошпатовых песчаников. Концентрации большинства элементов-примесей обнаруживают кларковые содержания. Средний химический состав и пределы колебаний содержаний породообразующих окислов являются промежуточными между аркозовыми песчаниками и граувакками.

### 6. Вулканогенная свита.

а) П о р ф и р и т о и д ы объединяют в себе альбит-эпидот-хлорит-актинолитовые, альбит-хлоритовые, рутилоносные хлори-

товые и эпидот-актинолитовые зеленые сланцы. Текстура у них сланцевая, но плейчатость развита слабо или отсутствует. Структура - бластопорфировая, иногда бластоминдалекаменная, основная ткань - гранолепидобластовая и нематобластовая. В их составе альбит, хлорит, эпидот и актинолит выступают как главные минералы в различных количественных соотношениях у различных петрографических разновидностей; второстепенные минералы - кальцит, биотит и бесцветная слюда; акцессорные - сфен, магнетит, апатит, рутил, турмалин, пирит и халькопирит. Первичные порфировые выделения плагиоклаза сплюснуты в вытянутые линзы и струйки агрегата альбита с хлоритом и эпидотом. Основная ткань сложена мелкими зернами эпидота, альбита и сфена в ориентированном актинолит-хлоритовом мезостазисе. Широко развиты обособления хлоритовых и альбит-эпидотовых, иногда с актинолитом, сегрегационных полос, огибающих бластопорфировые вкрапленники. Выделения сфена и титаномagnetита густо пропитывают основную ткань и вытягиваются в обогащенные прослои. В основной ткани изредка наблюдаются реликтовая бластопилотакситовая структура. По реликтам первоначальной формы и по материалу заполнения псевдоморфоз определяются исходные минералы: основной плагиоклаз, пироксен, сфен и титаномagnetит.

Химический состав порфиритоидов, пересчитанный по А.Н.Заварицкому, показывает почти полное совпадение со средним платобазальтом по Р.Дэли. Незначительное отличие вызвано несколько меланократовым составом этих пород. Пересчет по методу "чисел" Ниггли показывает, что их составы располагаются в поле основных изверженных пород, ближе к вершине  $c/fm$ .

Нормативный пересчет по методу "мезонормы" Т.Барта (1957), с последовательным пересчетом ката-, мезо- и эпинормы показывает, что порфиритоиды могли первоначально представлять собой оливин - содержащие двупироксеновые базальты, зеленокаменный метаморфизм которых происходил с привнесом только воды и углекислого газа. Это подтверждается последующим пересчетом эпинормы, которая очень близко совпадает с модальным составом. Концентрации элементов-примесей (по сравнению с кларками для основных пород) характеризуются повышенными содержаниями элементов группы железа, особенно кобальта и хрома, халькофильных элементов (меди и цинка), а также скандия и бериллия. Выделенная подсвета порфиритоидов первоначально состояла из основных лав и реже пирокластов базальто-

вого состава.

б) **П о р ф и р о и д ы** представлены светлыми, существенно кварц-полевошпатовыми blastoporfировыми метавулканиками кислого состава. В минеральном составе участвуют: главные минералы - кварц (20-30%), альбит (40-50%), мусковит (10-30%); второстепенные минералы - хлорит, клиноцоизит, биотит, хлоритоид; акцессорные - магнетит, рутил, ильменит, апатит, гематит, циркон. Альбит и реже кварц образуют сплюснутые и сильно вытянутые blastoporfировые образования, а хлоритоид иногда дает порфиробласты. Текстура у пород сланцевая, но плоччатость не характерна и появляется только в метатUFFитовых, существенно мусковитовых разностях. Структура - blastoporfировая, с ориентированной лепидогранобластовой мелкозернистой структурой основной ткани. В составе порфиров выделяются эффузивная и экструзивная фации при резко подчиненной роли последней. Реликтовые минералы - олигоклаз-альбит в виде порфировых вкрапленников, кварц, альбит и кислое стекло - в основной массе.

Химический состав порфиров близок к среднему липариту и кварцевому порфиру по Р.Дэли. Отличие заключается в большем содержании щелочей и меньшем содержании анортитовой извести, а также значительном преобладании натрия над калием. Пересчет на "числа" Ниггли и соответствующее проектирование подтверждает изверженное происхождение исходных пород. Нормативный пересчет химических анализов показывает наличие в составе "катанормы" ортоклаза и корунда, находящихся в эквивалентных соотношениях для образования мусковита. Расчитанные нормативные количества мусковита очень близки модалным, что свидетельствует о первоначальном вхождении нормативного корунда и ортоклаза в стекловатый базис с последующей перекристаллизацией в мусковит. По сравнению с кислыми породами порфиroidы характеризуются кларковыми и нижекларковыми содержаниями элементов группы железа, вышекларковыми содержаниями свинца и редкоземельных элементов.

Порфиroidы первоначально представляли плагиолипаритовые лавы, субвулканические тела и пирокласты.

7. Карбонатные породы верхней серии представлены средне-мелкозернистыми кальцитовыми мраморами с резко подчиненной ролью доломитизированных разностей. Текстура у них массивная, реже полосчатая. Структура - гетеробластическая, гранобластовая. В ми-

неральном составе, кроме кальцита и доломита, участвуют обломочные примеси кварца, полевых шпатов, слюд, хлорита, акцессорных минералов, а также обломки пород – альбитовых плагиогранитов, гнейсогранитов, порфиритоидов, порфиритов и карбонатных пород нижней серии. В шлифах и в образцах встречается многочисленные проблематичные макро- и микротекстуальные неоднородности, которым можно приписать органическое происхождение. Характерно широкое развитие микроклиновидных швов и пересекающихся трещин. Последние крепко заложены буроватым карбонатом, придающим им ценные декоративные свойства. По химизму и концентрациям элементов-примесей они сходны с карбонатными породами нижней серии.

### Часть третья

### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЕТРОЛОГИИ СЛАНЦЕВОГО КОМПЛЕКСА

#### Глава 7. М Е Т А М О Р Ф И Ч Е С К А Я ДИ Ф Ф Е Р Е Н Ц И А Ц И Я

Разнообразные механизмы метаморфической дифференциации находят свое отражение на примере сланцев Арзакана и во многом определяют их текстурно-структурные особенности.

Дифференциация по принципу конкреционного роста имеет место при образовании порфиробластов граната и андалузита в графитовых и пятнистых сланцах и особенно отчетливо при образовании "турмалиновых солнц" в кварцитовых сланцах. Отсутствие аллохимических преобразований свидетельствуют о дифференциации вследствие внутреннего обмена по П.Эскола.

Принцип секреционного роста имеет место при заполнении полостей и участков пониженного давления, где переотлагается вещество, растворенное из участков с более высоким давлением. Примерами дифференциации по этому принципу являются образование "тепей давления" у порфиробластов и бластопорфировых выделений, заполнение трещин в мраморах и образование многочисленных жил, прожилков и желваков в полостях гребешков плоск и мелких складок или в трещинах. Материал заполнения представлен кварцем, карбонатом, хлоритом и альбитом, часто с вкрапленностью сульфидов меди и железа.

Выжимание включений из растущих кристаллов наблюдается отчетливо у порфиробластов граната и андалузита из графитовых

сланцев, а также при альбитизации порфировых вкрапленников плагиоклазов в вулканитах.

Дифференциация вследствие перераспределения минералов с различными физико-механическими свойствами, по-видимому, является определяющей при образовании чередующихся сегрегационных прослоев чешуйчатых минералов и кварц-полевошпатовых или чисто кварцевых, при обособлении плагиоклаза в обогащенные прослои, чередующиеся с хлоритовыми и хлорит-эпидотовыми. Эти сегрегации располагаются в плоскостях сланцеватости.

#### Глава 8. ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ И ФАЦИИ МЕТАМОРФИЗМА СЛАНЦЕВ

Реликтовые ассоциации высокой степени устанавливаются только в сланцах нижней серии по остаткам альмандинового граната и андалузита в ассоциации с биотитом и мусковитом. О первоначально широком распространении порфиروبластов граната, андалузита и, возможно, кордиерита и ставролита свидетельствуют многочисленные округлые или таблитчатые тонкочешуйчатые псевдоморфозы в пелитовых ассоциациях нижней серии. Единичные зерна альбита в этих сланцах содержат включения или сростки эпидота, что говорит об исходном более основном (олигоклаз-андезин) составе плагиоклаза. В сланцах нижней серии по реликтам устанавливаются следующие ассоциации высокой степени метаморфизма:

кварц-альмандин-мусковит-биотит-плагиоклаз

кварц-андалузит-мусковит-альмандин-плагиоклаз ( $\pm$ биотит)

кварц-альмандин-андалузит-мусковит-биотит-плагиоклаз (ильменит).

Они соответствуют кианит-мусковит-кварцевой субфации фации альмандиновых амфиболитов регионального метаморфизма. Из приведенных ассоциаций видно, что место кианита занимает андалузит. Это свидетельствует о более низком значении давления при метаморфизме по сравнению с нормальным региональным метаморфизмом типа Барроу и, согласно Риду, определяется Бахнский тип метаморфизма. Этот тип был впервые описан Харкером как промежуточный между термальным и региональным метаморфизмом.

Согласно А.Хиетанен, амфиболитовая фация Бахнского типа метаморфизма располагается в области  $T=550^{\circ}\text{C}$  и  $P=3800$  бар, что со-

ответствует глубине около 12 км.

Минеральные ассоциации диафтореза нижней серии развиваются по минералам амфиболитовой фации в виде псевдоморфоз.

В пелитовых ассоциациях устанавливаются следующие парагенезисы новообразований диафтореза:

кварц-мусковит-хлорит

кварц-альбит-мусковит-хлорит (эпидот, рутил)

кварц-альбит-микроклин-мусковит (биотит, эпидот).

В известковых ассоциациях:

кальцит-эпидот-тремолит

доломит-талк-актинолит-хлорит.

Приведенные парагенетические ассоциации характерны для кварц-альбит-мусковит-хлоритовой и кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфаций фации зеленых сланцев.

Парагенетические ассоциации минеральных новообразований в верхней серии развиваются по минералам исходных отложений и в этом смысле носят прогрессивный характер.

Устанавливаются следующие парагенетические ассоциации:

Основные ассоциации

альбит-эпидот-хлорит-сфен

альбит-эпидот-хлорит-актинолит-сфен

эпидот-альбит-хлорит (биотит, сфен)

альбит-хлорит-рутил.

Кварц-полевошпатовые ассоциации

кварц-альбит-мусковит (клиноцоизит)

Ассоциация кислых туфов

мусковит-хлоритоид-кварц.

Приведенные ассоциации характерны для кварц-альбит-мусковит-хлоритовой и кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфаций фации зеленых сланцев регионального метаморфизма.

Соответствие фаций метаморфизма пород верхней серии с фациями диафтореза кристаллосланцев нижней серии свидетельствует о том, что оба процесса протекали одновременно в результате единого акта зеленосланцевого метаморфизма.

Согласно стратиграфическим данным Кумбса и экспериментам Файфа, Тернера и Ферхугена, пределы устойчивости фации зеленых сланцев ограничены интервалами 250–320°C и 2000–3000 бар. Учитывая, что мы имеем в основном наиболее низкие субфации, то можем



принять значение 300°C и 2500 бар, что соответствует глубине около 7 км.

## Глава 9. УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ИСХОДНЫХ ПОРОД СЛАНЦЕВ

Восстановление исходного состава сланцев после "снятия" метаморфизма позволило подойти к решению вопросов осадконакопления исходных пород, одного из важнейших аспектов дометаморфической истории района.

1. Свита пятнистых сланцев является метаморфическим аналогом нормально-осадочной терригенной свиты песчано-глинистых пород с маломощными прослоями известняков. Высокая окатанность зерен кварца, захваченных порфиروبластами граната и обогащенность пород глиноземом свидетельствует об остаточном характере терригенных отложений.

2. Свита кварцитовых сланцев в преобладающем своем объеме состоит из исходных бороносных глинистых кварцевых песчаников, которые через известковистые песчаники и песчанистые известняки фациально переходят в известняки и доломиты. Высокая окатанность детритовых акцессорных минералов, а также зерен кварца, заключенных в сферолиты турмалина, обогащенность пород бором, глиноземом, кремнеземом и калием свидетельствуют о значительной абразии исходных отложений без привноса нового материала и осадконакопления в обстановке высыхающих мелководных бассейнов. Подобные условия характерны для устойчивых областей.

3. Свита графитовых сланцев. Исходный состав графитовых сланцев соответствует углистым глинистым сланцам, очень близким к среднему глинистому сланцу по Кларку. Судя по почти полному отсутствию кварца в гранате и очень мелкому размеру единичных включений в нем, по окатанности акцессорных минералов, исходные отложения графитовых сланцев представляли собой черные илы, отложение которых происходило в спокойной тектонической обстановке в мелководном море с низкими берегами и бурным развитием водорослей. Учитывая очень выдержанную мощность горизонта графитовых сланцев (100 м), постоянный химический состав, постоянный количественно-минеральный состав и выдержанные текстурно-структурные особенности, следует предположить, что черные илы равно-

мерно покрывали значительные площади. Приведенные свойства позволяют считать графитовые сланцы Арзакана метаморфизованным аналогом черных сланцев типа формации Чаттануга в Северной Америке, которую К.Данбар и Дж.Роджерс (1962) приводят в качестве стратотипа "маломощных, но широко распространенных черных глинистых сланцев платформ".

4. Карбонатные породы нижней серии представляют метаморфизованные известняки и доломиты, которые слагали стратифицированные горизонты. Наличие резких контактов между переслаивавшимися доломитовыми и кальцитовыми мраморами свидетельствует о диагенетической доломитизации.

5. Свита метааркозовых филлитов сложена близкими по составу аркозовыми песчаниками и граувакками, метаморфизованными до степени филлитов. Их химический состав, колебание содержаний породообразующих окислов и минералов являются промежуточными между аркозовыми песчаниками и граувакками. Для них характерно отсутствие сортировки, отсутствие заметной слоистости, слабая окатанность минералов, значительная известковая примесь, богатый набор аксессуарных минералов и присутствие обломков пород нижней серии. Эти особенности свидетельствуют о быстром сносе и накоплении в мелководных условиях.

6. Вулканогенная свита. Формирование вулканогенной свиты начинается извержением основных пирокластов, затем следует излияние базальтов (порфиритоиды), сменяющихся плагиолипаритовыми лавами, пирокластами и экструзиями (порфиroidы). Четкая стратифицированность и выдержанный состав вулканитов по простиранию свидетельствует о трещинном типе извержений дифференциатов известково-щелочной основной магмы.

7. Карбонатная свита Агверанского района. Судя по морфологии карбонатной толщи, можно предположить ее рифогенное происхождение. По оси предполагаемого биогерма обломочные прослои отсутствуют и преобладают массивные неслоистые мраморы, тогда как по периферии метасаммитовые вулканогенно-обломочные прослои увеличиваются в мощности и появляются слоистые мраморы и калькаренины.

## Глава 10. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ АРЗАКАНСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА

Основание разреза нижней серии (докембрий?) складывается псаммитово-пелитовыми отложениями с маломощными прослоями известняков (свита пятнистых сланцев), материал для которых поступал от размыва метаморфических и изверженных пород основного и среднего состава. К концу отложения исходных пород пятнистых сланцев область пенепленизировалась, поступление терригенного материала резко сократилось и ко времени отложения пород свиты кварцитовых сланцев имел место многократный перемиль с растворением магния и железа. Это способствовало обогащению осадков остаточными компонентами — глиноземом и кремнеземом с накоплением кварцевых песчаников с глинистым цементом, которые фациально переходили в известняки и доломиты. Осадконакопление происходило в мелководных высыхающих бассейнах, где сильное испарение способствовало концентрации бора, который адсорбировался глинистым цементом песчаников, и магния, способствующий доломитизации известняков.

В породы свиты пятнистых и кварцитовых сланцев в период прогибания внедрялись пластовые интрузии габбро-диабазов, затем породы претерпели фазу складчатости и внедрение нормальных гранитов. После этого район был приподнят над уровнем моря, подвергся размыву и пенепленизации. Затем район покрылся мелководным морем без островов с низкими берегами, на дне которого шло буйное развитие водорослей. Малая глубина и густая растительность препятствовали перемиль осадков, которые сильно обогащались органическим веществом. В такой обстановке отложились черные или исходные породы графитовых сланцев.

Рассматривая в целом отложения нижней серии, можно заметить, что свита пятнистых и свита кварцитовых сланцев представляют собой единую терригенную формацию, знаменующую регрессивную стадию замыкания геосинклинали с превращением в геоантиклиналь. Внедрение габбро-диабазов было приурочено к периоду максимального прогибания, а гранитов — к стадии инверсии.

Свита графитовых сланцев — это самостоятельная формация, отложение которой происходило в условиях, сходных с платформенными.

До отложения пород верхней серии (нижний палеозой?), породы

нижней серии (докембрий?) оказались в области регионального метаморфизма. Метаморфизм достиг низких субфаций фации альмандиновых амфиболитов Бахнского типа. Метаморфизм проходил в условиях, близких к изохимическим для большинства породообразующих окислов, за исключением воды и углекислоты и сопровождался явлениями метаморфической дифференциации. При метаморфизме габбро-диабазы превратились в гнейсовидные черные амфиболиты, граниты, претерпев полное расслаивание и частичный палингенез превратились в типичные мигматиты – теневые, очковые порфиробластические, послойные и ветвистые. В них лейкосома не претерпела заметного перемещения, поэтому мигматиты носят характер венитов (по Седергольму).

Интенсивные дислокации предшествовали и сопровождали метаморфический бластез, о чем свидетельствует ориентированное расположение включений кварца в порфиробластах граната и гелицитовая структура последних. Однако, максимальный прогрев наступил уже в статическую фазу метаморфизма, о чем говорит посткинематический бластез андалузита и, возможно, ставролита. В процессе дислокаций развивалась интенсивная сланцеватость параллельно первичной слоистости. Переход в пластичное состояние обусловил изоклинальный характер складчатости с развитием интенсивного осевого кливажа течения. Пересечение плоскостей сланцеватости плоскостями осевого кливажа течения привело к развитию интенсивной пloyчатости с появлением четкой линейности, которая ныне имеет юго-западное склонение. При остывании прогретых и пластичных пород образовались трещины поперечного кливажа разлома, заложенные вкрест линейности. План дислокации имел четко выраженное антикавказское северо-восточное направление.

После регионального метаморфизма в фации альмандиновых амфиболитов, область была поднята на дневную поверхность.

Отложение пород верхней серии (нижний палеозой?) происходило на фундаменте из пород нижней серии. В начале образования верхней серии в мелководных условиях шло накопление граувакк и аркозовых песчаников на структурном рельефе фундаменте. Затем последовало блоковое раскалывание кристаллического основания по меридиональным разломам, послужившими каналами для извержения основной магмы (порфиритоиды), сменившейся плагиолипаритовыми лавами и туфами с внедрением субвулканических тел (порфиритоиды). После

прекращения вулканических извержений наступил перерыв в осадко-накоплении. Затем, после частичного размыва вулканитов, происходило накопление мощной карбонатной свиты, возможно, рифогенного происхождения. Смена основных вулканитов кислыми знаменует геантиклинальное воздымание и обмеление бассейна, чем и обусловлен наблюдаемый размыв. В такой обстановке создаются условия для развития рифообразующих организмов, чему способствует постепенное опускание дна вследствие литификации подстилающих вулканитов.

К периоду максимального прогибания геосинклинального трога верхней серии приурочено внедрение меланократовых габбро-пироксенитов и, возможно, гарцбургитов. Последние могли тектонически переместиться в их нынешнее положение.

Породы верхней серии оказались в области регионального метаморфизма фации зеленых сланцев. Этот низкотемпературный метаморфизм отразился на кристаллосланцах нижней серии в качестве диафтореза, наложенного на минералы амфиболитовой фации.

Раскалывание кристаллического фундамента по меридиональным разломам обусловило образование линейно-вытянутых меридиональных грабенов и горстов, что в свою очередь, предопределило меридиональный план дислокации отложений верхней серии с образованием протяженных линейных складок. Влияние приподнятого жесткого основания на геосинклинальный трог верхней серии привело к наклону осевых плоскостей складок в сторону горстов.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные положения работы сводятся к следующему:

1. Метаморфический комплекс Арзаканского кристаллического массива состоит из двух разновозрастных метаморфических серий: нижней, гнейсово-кристаллосланцевой (докембрий?), и верхней - зеленосланцевой (нижний палеозой?), отличающихся планом и интенсивностью дислокаций, фациями метаморфизма, характером магматизма и фациями литогенеза.

2. Нижняя серия сложена миегеосинклинальными терригенными псаммитово-пелитовыми и карбонатными отложениями остаточного характера и подразделяется на 3 последовательные свиты: пятнистых, кварцитовых и графитовых кристаллосланцев с пачками доломитовых и кальцитовых мраморов.

3. Верхняя серия сложена геосинклинальными отложениями, которые начинаются молассовидными псефитово-псаммитовыми осадками, сменяются основными и кислыми вулканитами и венчаются рифогенными известняками. Она подразделяется на свиты филлитов, метавулканитов и мраморов.

4. Нижняя серия претерпела две эпохи регионального метаморфизма, первая из которых достигла низких субфаций фации альмандиновых амфиболитов, а вторая проходила в условиях фации зеленых сланцев и носила характер диафтореза. Верхняя серия претерпела только зеленосланцевый метаморфизм синхронный и изофациальный диафторезу нижней серии.

5. Породы нижней серии дислоцированы в северо-восточном направлении и собраны в брахиантиклинальные складки сложной конфигурации с мигматитовыми ядрами. Внутренние структуры у них погружаются на юго-запад. Породы же верхней серии дислоцированы в меридиональном направлении с образованием узких линейных складок с пологими шарнирами и наклоном осевых плоскостей на восток.

6. Магматизм в нижней серии начинается внедрением доорогенных пластовых габбро-диабазов, затем следует внедрение синорогенных нормальных гранитов, претерпевших последующее рассланцевание и мигматизацию и завершается посторогенными альбитовыми плагиогранитами. Эффузивный магматизм в нижней серии не проявился. В верхней серии эффузивный магматизм широко развит и носит трещинный характер. Изливались основные лавы, сменившиеся кислыми лавами и субвулканическими телами. Интрузии представлены доорогенными пластовыми телами меланократовых габбро и гарцбургитами.

7. С эпохой метаморфизма амфиболитовой фации связано образование крупных месторождений доломитов и мраморов, кристаллизация турмалина, граната, графита и андалузита. Зеленосланцевый метаморфизм привел к образованию мраморов Агверанского месторождения и к собирательной перекристаллизации рутила.

Основные положения диссертации докладывались на Юбилейной научной сессии Академии наук Армянской ССР и на IV Всесоюзном петрографическом совещании в Баку. По теме диссертации опубликованы следующие работы:

1. В.А.Агамалян. Региональный диафторез в Арзаканском кристаллическом массиве. Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 1, 1968.

2. В.А.Агамалян. О выделении свиты аполипаритовых порфиритов в Арзаканском кристаллическом массиве (Арм.ССР). Известия АН Армянской ССР, Науки о Земле, № 5, 1968.

3. Г.П.Багдасарян, С.Б.Абовян, В.А.Агамалян, С.И.Баласанян, Р.Т.Джрбашян, Г.А.Казарян, Э.Г.Малхасян, Б.М.Меликсетян, Р.Л.Мелконян, А.Х.Мнацаканян, З.О.Чибухчян. Магматические формации Армянской ССР и связанные с ними полезные ископаемые. Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969.

2007