

А. П. Лебедев  
Э. Г. Малхасян



**ЮРСКИЙ  
ВУЛКАНИЗМ  
АРМЕНИИ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Институт геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии

*дубл.*

А. П. Лебедев, Э. Г. Малхасян

▲

# ЮРСКИЙ ВУЛКАНИЗМ АРМЕНИИ

▼

*148449*

*Дорогому другу  
Степану Барсеговичу  
Абовяну*

*от авторов*

*21.8.65г.*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1965

## ВВЕДЕНИЕ

В истории геологического развития Армении юрский период ознаменовался крупными событиями в области перестройки тектонического плана региона и бурным проявлением вулканической деятельности.

С вулканогенными образованиями связан ряд крупных месторождений полезных ископаемых республики и, в частности, месторождения меди (Кафан, Алаверды, Шамлут), барита (Ахтала), полиметаллических руд (Кафан-Шаумянская группа, Ахтала и др.).

В настоящей работе описываются геология и петрография юрских эффузивных пород, история вулканизма, а также значение вулканогенных образований юры в процессе рудообразования медных и колчеданных месторождений Армении.

При составлении настоящей работы авторами прежде всего были использованы материалы собственных исследований в различных районах Армении, а также литературный и фондовый материал по геологии юрских отложений Малого Кавказа. К настоящему времени в этом отношении наиболее подробно освещены рудоносные районы северной (Алавердский) и южной (Кафанский) Армении, по которым имеется наибольшее число печатных и рукописных работ. Менее подробно изучены эффузивы Шампадинского антиклинория, на площади которого отсутствуют крупные рудопроявления. Петрография этого района освещена здесь в основном на материале собственных наблюдений авторов.

Большой химико-аналитический материал, приведенный в настоящей работе, в основном относится к породам указанных рудоносных районов и характеризует как эффузивы обычного для юрских отложений типа, с умеренным проявлением метаморфизма зеленокаменной и пропилитовой фаций, так и более интенсивно гидротермально-измененных пород, более типичных для околорудных и т. п. зон. Большинство из этих анализов выполнено в лабораториях Института геологических наук Арм. ССР. Наряду с результатами силикатных анализов приводится материал и по

химико-спектроскопическому изучению эффузивных пород Армении.

Собственные исследования авторов проводились как в южной Армении (Кафанский район — Э. Г. Малхасян, ИГН АН Арм. ССР), так и в северной Армении (Алавердский район — Э. Г. Малхасян, Шамшадинский район — А. П. Лебедев, ИГЕМ АН СССР).

Отдельные главы работы написаны: I—III, VI—IX — Э. Г. Малхасяном, IV, V, X—XII — А. П. Лебедевым и глава XIII — Э. Г. Малхасяном совместно с Ю. А. Лейе.

## ОБЩИЙ ОБЗОР ПРОЯВЛЕНИЙ ЮРСКОГО ВУЛКАНИЗМА НА ТЕРРИТОРИИ АРМЕНИИ

Эффузивные образования мезозоя в пределах Армянской республики занимают около 13% территории, причем на долю продуктов вулканизма юрского периода приходится 10%, т. е. более 75% всех вулканических образований мезозойской эры. Иными словами, проявления мезозойского вулканизма в пределах Армении практически сводятся к юрскому периоду. Наиболее широкое развитие юрские образования имеют в бассейнах рек Дебед, Агстев, Ахум, Тауз, Воротан, Вохчи (фиг. 1).

Стратиграфией их отложений в различные годы занимались Г. В. Абих, К. Редлих, П. Боннэ, В. Ф. Пчелинцев, К. Н. Паффенгольц, А. Т. Асланян, В. Т. Акопян, Н. Р. Азарян и др., и она разработана сравнительно подробно. В противоположность этому петрографическое изучение продуктов юрского вулканизма велось менее систематично; в основном объектом исследований явились районы нахождения колчеданных и полиметаллических месторождений северной и южной Армении. Наиболее полно вопросы петрографии вулканогенных образований освещены в работах В. Н. Котляра, В. Г. Грушевого, О. С. Степаняна и П. Ф. Сопко, относящихся именно к рудным районам; другие же обширные территории развития юрского вулканизма оставались вне сферы исследования.

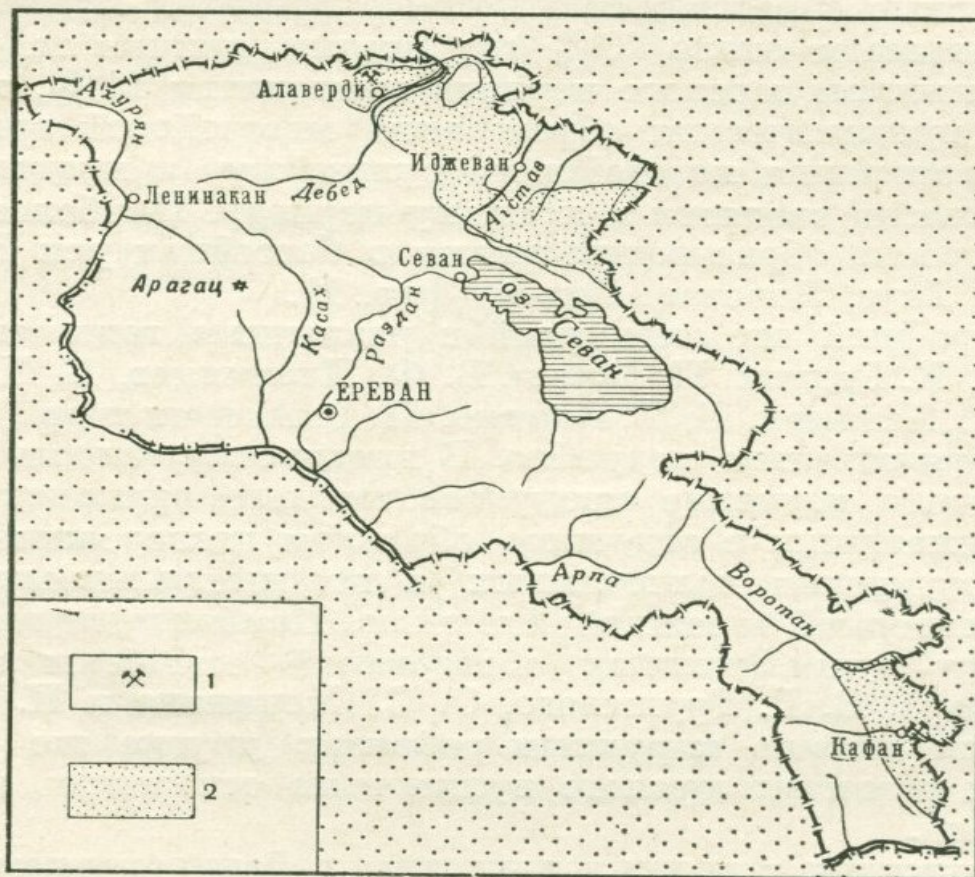
В соответствии с геотектоническим районированием Армении в ее пределах выделяются три тектонические зоны: Сомхето-Карабахская, Еревано-Ордубадская и Севано-Акеринская (или Севанская). Наиболее интенсивно юрский вулканизм проявился в Сомхето-Карабахской зоне. Поскольку основные этапы развития мезозойского и особенно юрского вулканизма наиболее полно выражены здесь, то в основном будут приведены материалы, полученные при изучении Сомхето-Карабахской зоны.

В возрастном отношении в истории юрского вулканизма на территории Армении можно выделить три этапа развития вулканической деятельности: нижнеюрский (?), среднеюрский, верхнеюрский (фиг. 2).

А. Нижнеюрские (?) вулканические образования занимают весьма ограниченные площади и отмечаются в Алавердском, Иджеванском и Кафанском антиклинориях. Образования эти представлены в основном темно-серыми и зелеными плагиоклазовыми, реже пироксеновыми порфиритами, которые чрезвычайно интенсивно насыщены эпидотом, создавая видимость брекчий, что

и является одним из характерных признаков пород этого времени, а также нормально осадочными образованиями, представленными туфопесчаниками.

Пирокластические образования среди нижнеюрских (?) образований пользуются сравнительно ограниченным распространением и представлены главным образом грубообломочными туфобрекчиями, лавобрекчиями и редкими маломощными пачками слоистых туфов.



Фиг. 1. Карта развития юрских вулканогенных образований Армении

1 — Колчеданные месторождения: 1) Алавердской группы (Алаверды, Шамлуг, Ахтала), 2) Кафанское; 2 — области распространения юрских вулканогенных образований

Б. Среднеюрские вулканогенные образования пользуются значительно большим распространением, нежели нижнеюрские.

После незначительного перерыва, намечавшегося на границе нижней (?) и средней юры, вулканическая деятельность возобновляется с новой силой и продолжается все среднеюрское время. Результатом этой деятельности является образование мощных свит плагиоклазовых, кварц-плагиоклазовых и кварцевых порфиритов. При этом выделение их происходит именно в указанном порядке, что позволяет говорить о медленной глубинной дифференциации магмы от средне-основной к средней.

К среднеюрскому периоду относится также формирование эффузивных (низы средней юры) и субвулканических (байос) кварцевых плагиопорфиров Армении (Алавердский, Иджеванский, Шамшадинский, Кафанский районы). Среднеюрский вулканизм

Отдел	Ярус	Характеристика пород	
Верхняя юра	Оксфорд-титан		Известняки, доломиты
	Оксфорд		Туф Порфириты с линзами и пропластками диабазов, туфогенных пород и известняков
	Келловей		Порфириты и туфобрекчии с пропластками туфогенных пород
			Туфопесчаники
Средняя юра	Бат		Туфобрекчии Порфириты и туфопесчаники с линзами известняков
	Байос		Кварцевые плагиопорфириты, кератофириты, порфириты с пропластками туфогенных пород
			Туфопесчаники
Нижняя юра	Лейас (?)		Туфобрекчии и туфоконгломераты толщи зеленокаменных пород Диабазы и порфириты толщи зеленокаменных пород, иногда (Алавердский р-н) с линзообразными телами кварцевых плагиопорфиров

Фиг. 2. Сводная стратиграфическая колонка юрских вулканогенных образований

завершается мощными излияниями кварцевых порфиритов, весьма характерных для верхнего байоса Сомхето-Карабахской зоны.

К концу верхнего байоса вулканическая деятельность заметно затухает — излияния лав сменяются выбросами лапилево-туфового материала, усиливается седиментация терригенного материала, местами накапливаются известняки — происходит образование верхнебайос-батского (?) сложного туфогенно-осадочного горизонта.

В течение всей средней юры в Армении (в частности, в южной ее части) господствовали подводные условия при наличии мелких

вулканических островов. О подводных условиях накопления свидетельствуют не только повсеместно отмечаемые маломощные пропластки туфоосадочных пород, но также мандельштейновые текстуры самих вулканогенных пород и шаровые формы отдельности.

В. В е р х н е ю р с к и е вулканогенные образования пользуются наиболее широким распространением среди вулканогенных образований юрского периода (Алавердский, Иджеванский, Кафанский районы) и представлены преимущественно пирокластическими и туфогенно-осадочными образованиями.

Начало верхнеюрской эпохи характеризуется затишьем вулканической деятельности, которая после относительно короткого перерыва возобновляется с новой силой и носит уже резко выраженный взрывной характер. Относительно маломощные и редкие потоки лав плагиоклазовых и диабазовых порфиритов, а также витроандезитов подчинены мощной толще туфоконгломератов и туфобрекчий, сцементированных сильно известковыми слоистыми туфопесчаниками.

В дотитонское время происходит внедрение субвулканических тел (кварцевых) альбитофиров.

По составу юрские вулканогенные образования разных районов Армении обнаруживают очень большое сходство. При сопоставлении этих разрезов отмечается совпадение начала и конца вулканических явлений (фиг. 2).

На протяжении юрского периода происходит изменение характера извержений. Если в нижне- и среднеюрское время преобладающим типом являлись трещинные излияния, то в верхней юре широкое развитие получают взрывные извержения, давшие мощные толщи пирокластических образований, покрывших огромные площади.

Такая последовательность в характере извержения находится в полном соответствии с тектоническим развитием описываемой области.

Имеющиеся данные позволяют говорить о том, что широкая северо-восточная геосинклинальная полоса Малого Кавказа, которая в палеозое подвергалась размыву, после продолжительного покоя, с лейаса, а местами уже с верхнего триаса начинает погружаться. В связи с этим погружением, происходившим на протяжении всей нижней и средней юры, образуются крупные разломы, открывающие пути для магмы, давшей в описываемом регионе в начале мощную толщу (порядка 1000 м) эпидотизированных плагиоклаз-авгитовых порфиритов, а затем, после небольшого перерыва, и всю толщу среднеюрских вулканогенных образований. По мнению Е. Е. Милановского (1956), уже с верхнего байоса начинаются мощные движения по глубоким разломам, в результате чего образуется ряд поднятий ориентированных кулисообразно к общему направлению прогиба. В мальме эти поднятия разраста-



ются и расчленяют прогиб на ряд отдельных геоантиклинальных участков. В южной Армении геосинклинальный режим сохраняется в течение всей верхней юры, чем и следует объяснить присутствие здесь мощных толщ вулканогенных образований верхнеюрской эпохи.

К концу юрского периода в основном завершается формирование внутренних поднятий сложно построенной Сомхето-Карабахской тектонической зоны, и в связи с этим практически прекращается вулканическая деятельность в их пределах.

В последующих главах приводится характеристика проявлений юрского вулканизма по отдельным областям их развития в Армении, начиная с северной и северо-восточной Армении и кончая южной.

# ГЕОЛОГИЯ ЮРСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ АЛАВЕРДСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

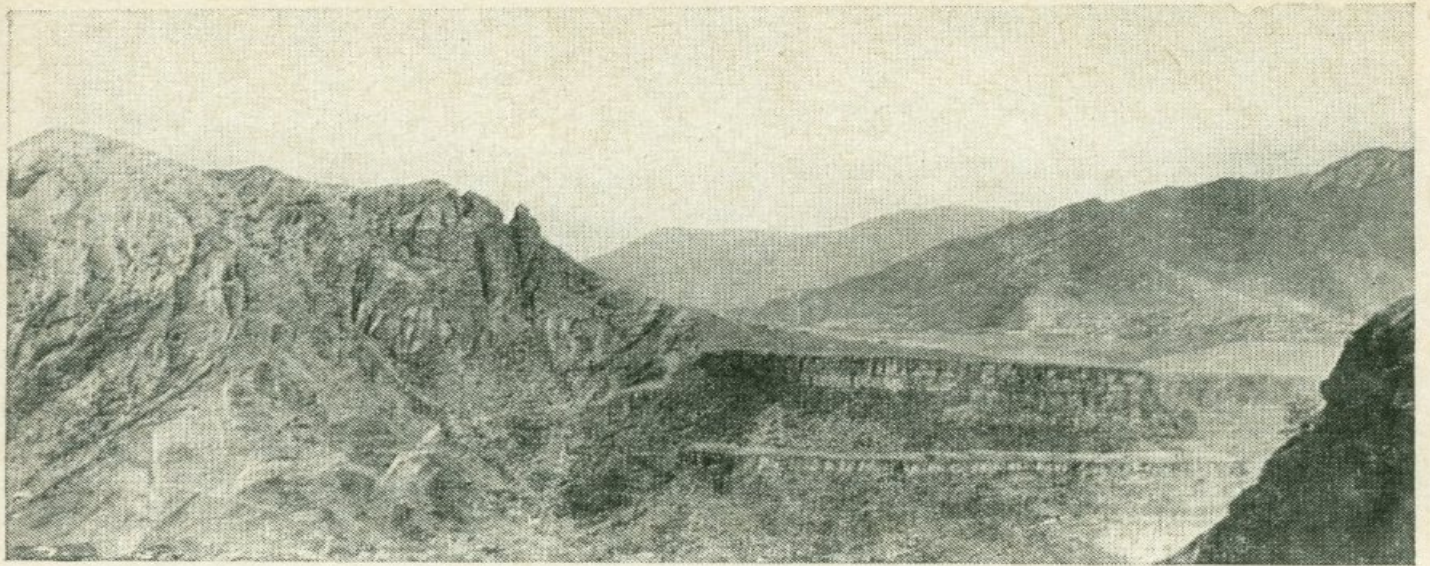
Северная Армения представляет собой область развития мезокайнозойских вулканогенно-осадочных образований, среди которых наиболее широкое развитие имеют вулканогенные породы юрского периода. В тектоническом отношении районы развития юрских вулканогенных образований входят в Сомхето-Карабахскую полого-складчатую зону, для которой характерны сравнительно пологие куполовидные складки.

В северной и северо-восточной частях Армении юрские отложения в основном развиты в Алавердском (северная Армения) и Шамшадинском (северо-восточная Армения) антиклинориях, а также в Красносельском районе. Соответственно перечисленному порядку и даются геология и петрография юрских вулканогенных образований Алавердского, Шамшадинского и Красносельского районов.

Наиболее полный и характерный разрез юрских вулканогенных образований Алавердского антиклинория мы наблюдаем по линии Ахтала-Шамлуг-Алаверди, стратиграфический разрез которой, по представлению Э. Г. Малхасяна, следующий (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Лейас (?) — байос. Толща зеленокаменных пород; эпидотизированные, хлоритизированные, уралитизированные порфириты, их туфы, лаво- и вулканические брекчии. Видимая мощность толщи варьирует	от 400—1000
2. Байос. Небольшие линзообразные и силлообразные тела кварцевых порфиров района месторождения Ахтала	до 200 <sup>1</sup>
3. Байос. Кератофиры и их туфы мощностью	до 100
4. Байос-бат. Туфопесчаники так называемой алавердской свиты, фациально переходящие в сложную «шахтахтскую» вулканогенно-осадочную толщу	650
5. Бат. Свита пироксеновых порфиритов, являющаяся вертикальным продолжением «шахтахтской» толщи. Общая мощность	100—200
6. Келловей. Полимиктовые и аркозовые песчаники	50—150
7. Оксфорд. Миндалекаменные порфириты, перемежающиеся с вулканическими брекчиями и маломощными пачками песчаников и туфов	200—300
8. Оксфорд. Фиолетовые «звонкие» туфы горы Лалвар	40—60

<sup>1</sup> Учитывая, что эти образования петрографически идентичны с субвулканическими кварцевыми порфирами правого берега р. Дебед, они описываются совместно в разделе «Субвулканические образования», сопровождаемая соответствующей оговоркой.



Фиг. 3. Толща зеленокаменных пород в бассейне р. Дебед.  
Справа — лавовые плато четвертичного периода

Наибольшим распространением в пределах алавердского антиклинория пользуются породы зеленокаменной толщи. Породы данной толщи развиты по обоим берегам р. Дебед, от ст. Кобер до ст. Ахтала, в ущельях рек Учжилиса, Лалвар, Болнис, у сел. Аюри (фиг. 3). Толща зеленокаменных пород распадается на две свиты: нижнюю, сложенную существенно эффузивными порфиридами, и верхнюю, представленную туфобрекчиями порфиритов. Породы обеих свит характеризуются зеленым цветом, достаточно резко отличающим их от других пород описываемой формации.

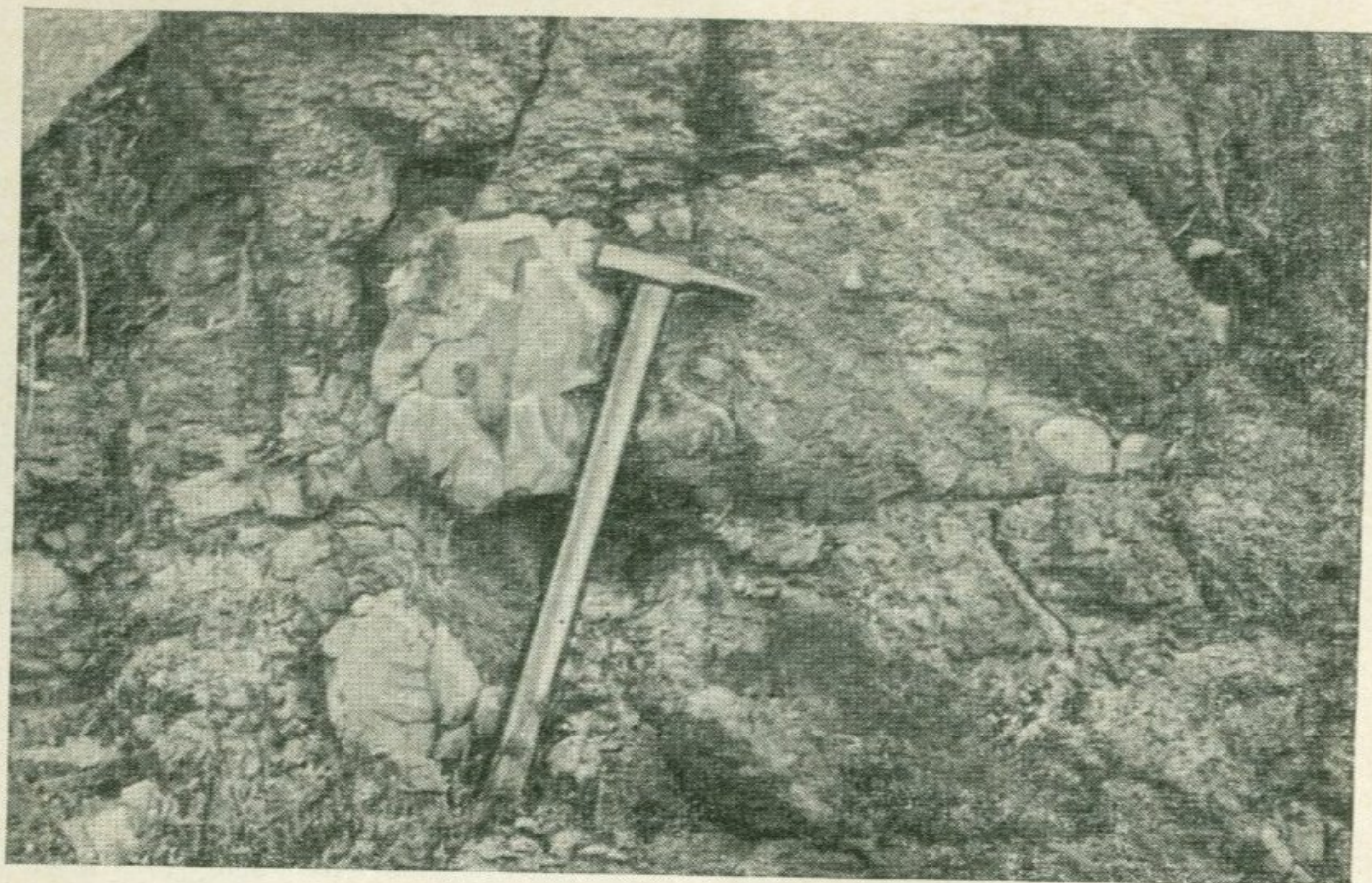
Впервые породы этой толщи, имеющие самостоятельное стратиграфическое значение, отмечены В. Г. Грушевым (1930). Собко и др. (1962) эту толщу относят к средней юре.

Н. Р. Азарян (1959) без достаточного основания описываемую свиту делит на две части, относя обе к байосу.

Учитывая отсутствие фаунистических данных и полное сходство описываемых образований с породами Кафанского рудного района, которые датируются как нижне- (?) юрские, наиболее вероятным пределом формирования Алавердской зеленокаменной толщи можно считать верхи нижней и низы средней юры (верхний лейас — аален — нижний байос).

Выше на свиту зеленокаменных порфиритов налегает толща зеленовато-серых и голубовато-серых туфобрекчий (фиг. 4), широко развитых в полосе Алаверды-Шамлуг-Ахтала и именуемых здесь «туфобрекчиями нижних порфиритов».

П. Ф. Сопко и др. (1961) придают этой свите самостоятельное стратиграфическое значение и называют ее Кашабертской, по ме-



Фиг. 4. Туфобрекчии толщи зеленокаменных пород

сту развития пород этой свиты<sup>1</sup>, а Н. М. Чернышов, в свою очередь, эту свиту подразделяет на ряд горизонтов (подсвит), что может быть применимо для отдельных локальных участков, а не для всей толщи. Так, в дебедачайской свите им выделяются четыре горизонта, а в кошабертской три.

Со столь дробным расчленением вряд ли можно согласиться, учитывая пестроту литологического состава толщи зеленокаменных пород, их быструю фациальную изменчивость по вертикали и по горизонтали, а также отсутствие маркирующих прослоев.

Мощность туфобрекчиевой свиты в разных местах различная. В окрестностях Ленрудников мощность туфобрекчий достигает порядка 400 м (на горе Кызыл-даш), в западном направлении у массива Джейран они составляют 450 м. В восточном направлении — в районе пос. Шамлуг мощность свиты составляет примерно 100 м, а между сел. Нижняя и Верхняя Ахтала наблюдается уменьшение мощности, до полного ее выклинивания.

Являясь завершающей стадией формирования этой сложной толщи, туфобрекчии в стратиграфическом отношении должны быть отнесены к аалену — нижнему байосу.

<sup>1</sup> Следует указать, что породы описываемой свиты распространяются гораздо дальше от Кошаберта и что в восточной части района они развиты больше, чем в районе сел. Кошаберт, откуда происходит их наименование. Этот факт еще раз показывает неудобство подобных наименований.

На толщу порфиритов зеленокаменных пород в пределах Шамлугского и Алавердского (?) рудных полей согласно залегает свита кератофиров и их брекчий.

В истории Алавердского рудного района этот горизонт известен как образование, локализирующее главную массу рудных тел Шамлугского и Алавердского месторождений. Особенно детально он изучен в пределах Шамлугского рудного поля, где и установлены его природа, генезис и наименование.

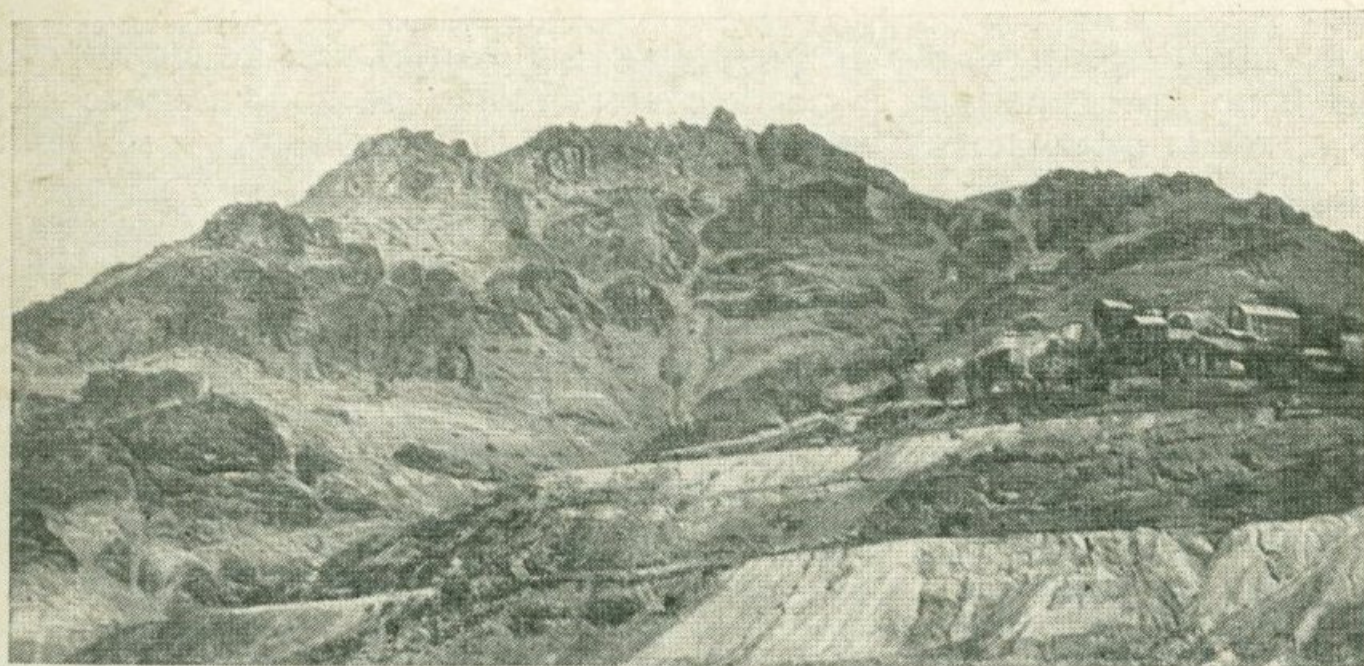
Возраст пород так называемого рудоносного горизонта определяется как байос.

Описываемая толща характеризуется породами довольно сложного литологического состава и структурными особенностями. Они представлены массивными эффузивными породами, их туфами и вулканическими брекчиями.

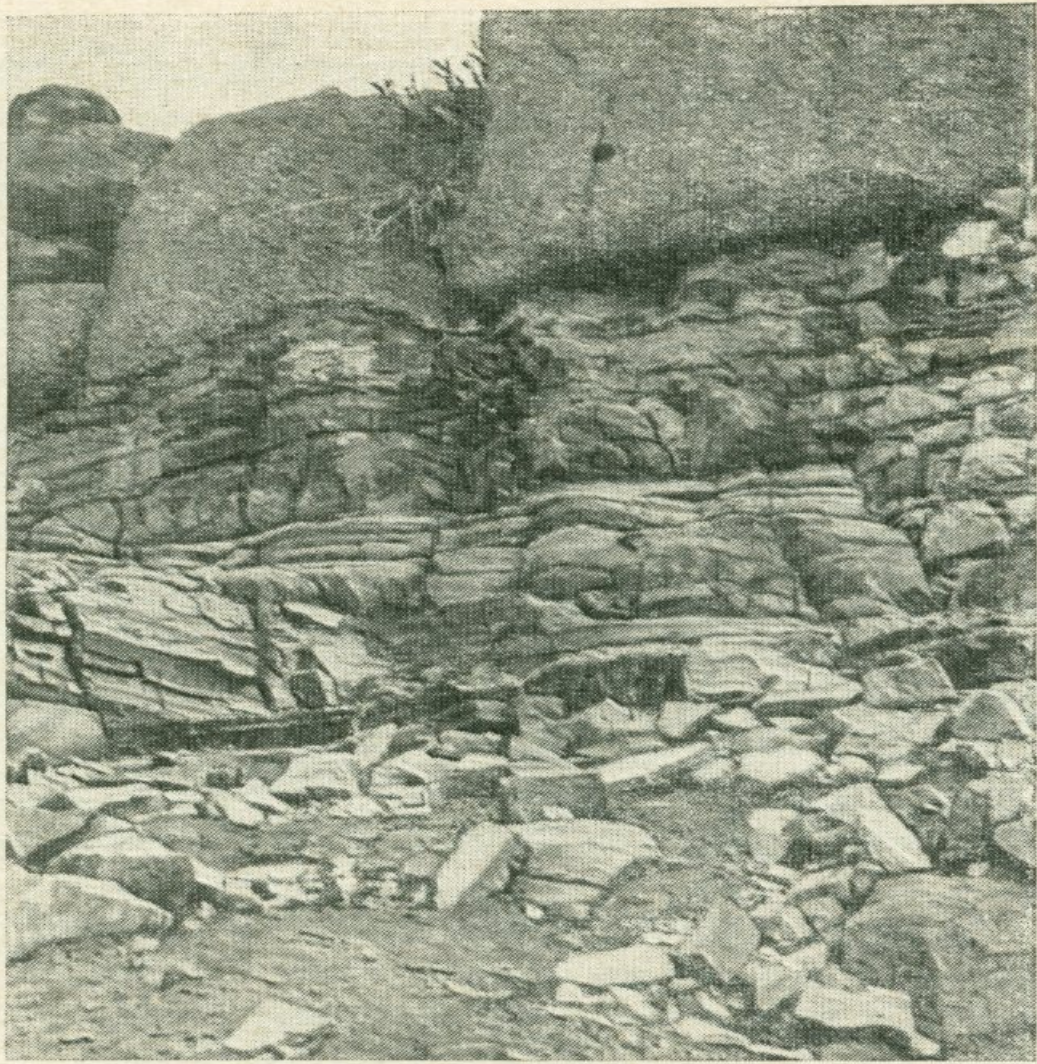
Образования кератофирового горизонта, а местами пирокластические образования толщи зеленокаменных пород перекрываются породами очень сложного и пестрого по составу вулканогенно-осадочного комплекса — Шахтахтской толщей.

Максимальной мощности Шахтахтский вулканогенно-осадочный комплекс достигает в центральной части Алавердского месторождения в районе южных склонов горы Шахтахт (фиг. 5), составляя здесь 400—450 м. В западном направлении породы этого комплекса довольно быстро выклиниваются, а в восточном — они не встречаются. Здесь породы описываемого комплекса по Алавердскому ручью граничат с туфопесчаниками Алавердской свиты (фиг. 6).

Шахтахтский вулканогенно-осадочный комплекс сложен из эффузивных, пирокластических и осадочных образований и харак-



Фиг. 5. Шахтахтская толща вулканогенно-осадочных пород



Фиг. 6. Взаимоотношение вулканогенно-осадочной толщи и свиты туфогенных песчаников (внизу). Шамлуг

теризуется чрезвычайной изменчивостью фаций как по мощности, так и по простиранию, в связи с чем близко расположенные разрезы резко отличаются друг от друга по составу пород и по мощности последних.

По наблюдениям П. Ф. Сопко, в основании толщи залегает довольно мощный горизонт мандельштейновых порфиритов и их вулканических брекчий, который перекрывается слоистыми туффитами, туфами и вулканическими брекчиями андезитового состава. Последние, в свою очередь, перекрыты мандельштейновыми андезитовыми порфиритами и их агломератами.

Выше залегают слоистые туфы и вулканические брекчии дацитовых порфиритов, которые перекрыты плотными и зернистыми туфогенными песчаниками, сильно отличающимися от песчаников алавердской свиты значительной примесью туфогенного материала. Разрез шахтского комплекса заканчивается грубообломочными туфогенными песчаниками, вулканическими брекчиями и

туфами андезитовых порфиритов, а также отдельными потоками лав андезитового состава.

Названная П. Ф. Сопко «алавердская свита туфопесчаников» имеет очень широкое распространение не только в Алавердском районе, но и за его пределами, обладая довольно однообразным литологическим составом. Учитывая это обстоятельство и то, что местное название не отвечает всем особенностям этой свиты, Э. Г. Малхасян нашел целесообразным называть ее «свитой туфогенных песчаников».

Песчаники содержат довольно богатую фауну аммонитов, белемнитов, гастропод, брахиопод, морских ежей и криноид, на основании которой возраст алавердской свиты определяется как верхнебайосский — батский<sup>1</sup>. Мощность свиты варьирует от 150 м (Шамлугское месторождение) до 200 м (Алавердское месторождение).

Чрезвычайно важным для понимания геологического строения Алавердского рудного района, но не разрешенным до настоящего времени, является вопрос взаимоотношения алавердской и шахтахтской свит.

А. Т. Асланян (1949<sub>2</sub>) считает, что алавердская свита трансгрессивно налегает на туфобрекчии толщи зеленокаменных пород, и по возрасту относит их к бату<sup>2</sup>.

П. Ф. Сопко (1961) алавердскую и шахтахтскую толщи считает одновозрастными.

Можно предполагать, что формирование описываемой свиты происходило в сложных неустойчивых условиях, где нормально морские образования чередовались с мелкообломочным пирокластическим материалом.

Келловейские образования в районе развиты на восточном и юго-восточном склонах горы Лалвар, отсюда они протягиваются на восток и слагают значительное пространство между реками Учкилиса и Бануш, в основном в районе сел Шамлуг и Верхняя Ахтала<sup>3</sup>.

Наиболее полный разрез келловейских туфопесчаников (Асланян, 1949<sub>2</sub>) отмечается вдоль левого склона Лалвар-

<sup>1</sup> Сторонниками этого взгляда являются К. Редлих и П. Ф. Сопко. А. Л. Додин и О. С. Степанян склонны эту свиту относить к верхнему байосу.

<sup>2</sup> Батский возраст указанных образований впервые установлен В. Ф. Пчелинцевым на основании определения коллекции фауны В. Г. Грушевого. Взгляд о батском возрасте туфогенных песчаников разделяют также Н. Р. Азарян, Б. С. Вартапетян и С. С. Мкртчян.

<sup>3</sup> Многие исследователи рассматриваемую свиту относили к вулканогенно-осадочному комплексу бата. Впервые А. Т. Асланян (1949<sub>2</sub>) на основании богатой и характерной фауны (*Macrocephalites macrocephalus* Schboth, *M. tumitus* Wein) установил келловейский возраст для образований описываемой свиты. В дальнейшем этот взгляд подтвердился новыми сборами фауны Н. Р. Азаряном (1959). Почти всеми исследователями наиболее обильная руководящая фауна собрана между вершинами гор Лалвар и Шахтахт.

ского ручья. А. Т. Асланян приводит следующий разрез данных туфопесчаников.

	Мощность, м
1. Метаморфизованные грубозернистые аркозовые песчаники, спорадически содержащие угловато-окатанные гальки полевых шпатов . . . . .	1,5
2. Тонкослоистые желтовато-серые, слабоизвестковые туфогенные песчаники с многочисленными обугленными растительными остатками . . . . .	20
3. Глинистые сланцеватые песчаники, переходящие в темно-зеленые глинистые сланцы, с редкой примесью туфогенного материала . . . . .	10
4. Слабоглинистые песчаники с прослоями грубозернистых брекчиевидных песчаников и туфобрекчий . . . . .	40

Оксфордские образования главным образом развиты на склонах горы Лалвар, где они представлены двумя основными свитами: а) авгитовыми порфиритами с пропластками туфоосадочных образований и б) залегающими на них фиолетовыми звонкими туфами.

Образования свиты пироксеновых порфиритов в основном развиты в районе горы Шахтахт, у юго-восточного подножья горы Лалвар, откуда она узкой полосой спускается к сел. Качачкут, а также в восточной части рудного района.

По данным А. Т. Асланяна (1949<sup>2</sup>), указанными образованиями сложены также правобережный склон р. Бануш и район сел. Кохб (правобережье р. Дебед), где они перекрываются отложениями сеномана. В пределах Алавердского рудного района, в ущелье правого притока р. Лалвар разрез оксфордской вулканогенной толщи представлен: а) темно-серыми вулканическими брекчиями с прослоями песчаников (мощность 70 м); б) рассланцованными туфами (мощность 60 м); в) серо-фиолетовыми, отчасти зеленоватыми авгитовыми порфиритами (мощность 250 м); г) звонкими фиолетовыми туфами (мощность 40—60 м).

Как видно в оксфордской вулканогенной толще, наибольшее значение в объемном отношении имеют авгитовые порфириты.

Среди субвулканических образований юры особое место занимают кварцевые порфиры и альбитофиры, с которыми ряд исследователей связывают процессы рудообразования. Эти породы описаны рядом авторов (Грушевой, 1935; Додин, 1935; Паффенгольц, 1941; Степанян, 1938, 1950; Асланян, 1958; Азарян, 1959).

Согласно Э. Г. Малхасяну, П. Ф. Сопко и Н. М. Чернышеву (1959), эта толща представляет собой комплекс субвулканических образований, сопровождающихся нормальными эффузивными и пирокластическими породами близкого состава, происшедшими из одного и того же магматического очага и являвшимися внутри-



формационными образованиями среди пород зеленокаменной толщи.

В 1959 г. Н. М. Чернышеву удалось выявить центральную часть этого сложного вулканического аппарата. В западной части Ахтальского рудного поля кварцевые плагиопорфиры и кварцевые порфириты с их пирокластами переслаиваются с вулканическими и лавовыми брекчиями андезитового и андезито-дацитового состава и их туфами и туффитами.

В последнее время, помимо давно известного выхода кварцевых порфиров на Ахтальском месторождении, близкие к ним породы были констатированы на правом берегу р. Дебед в 0,5 км южнее станции Ахтала (Вартапетян, 1958) и в пределах Шамлугского рудного поля. Для правобережных кварцевых порфиров характерен субвулканический облик.

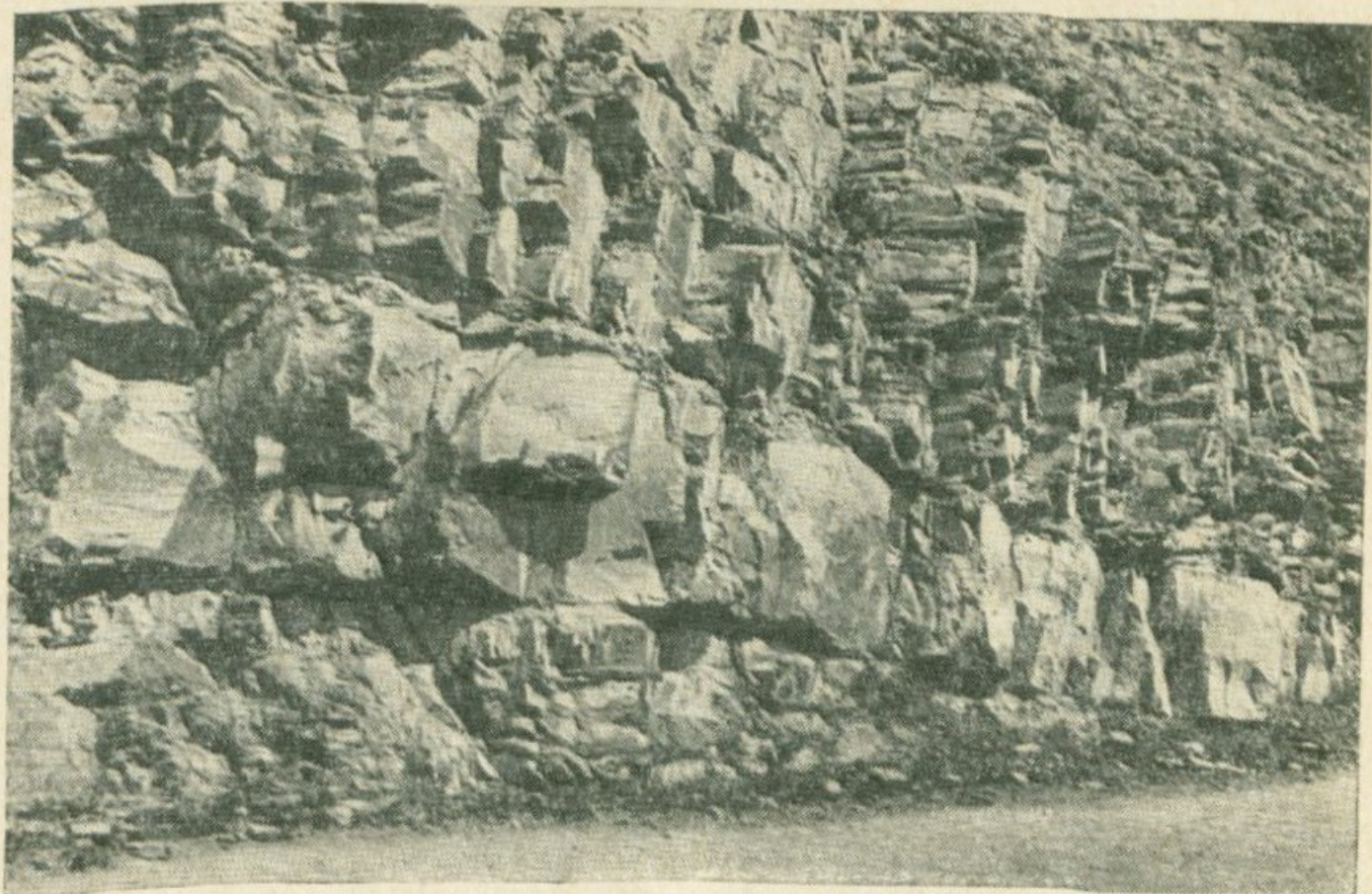
К более поздним инъекциям, непосредственно связанным с кварцевыми порфирами Ахталы, относятся и дайки кварцевых порфиров, встреченные в бассейне нижнего течения р. Учкилиса между Ахтальским и Шамлугским месторождениями. Длина даек превышает 1000 м, мощность их колеблется от 5 до 15 м. Эти дайки пересекают различные горизонты толщи эффузивов и пирокластов среднего и основного состава. Контакты даек кварцевых порфиров с вмещающими породами во всех случаях отчетливые, контактовое воздействие даек небольшое.

В пределах Алавердского рудного района широкое развитие имеют альбитофиры и кварцевые альбитофиры, в основном они распространены к югу от Банушского интрузива, вытягиваясь близширотной полосой вдоль северной границы Армении от горы Лалвар до сел. Чочкан. Здесь они представлены секущими массивами площадью в несколько десятков квадратных километров, реже силлами и эффузивными покровами.

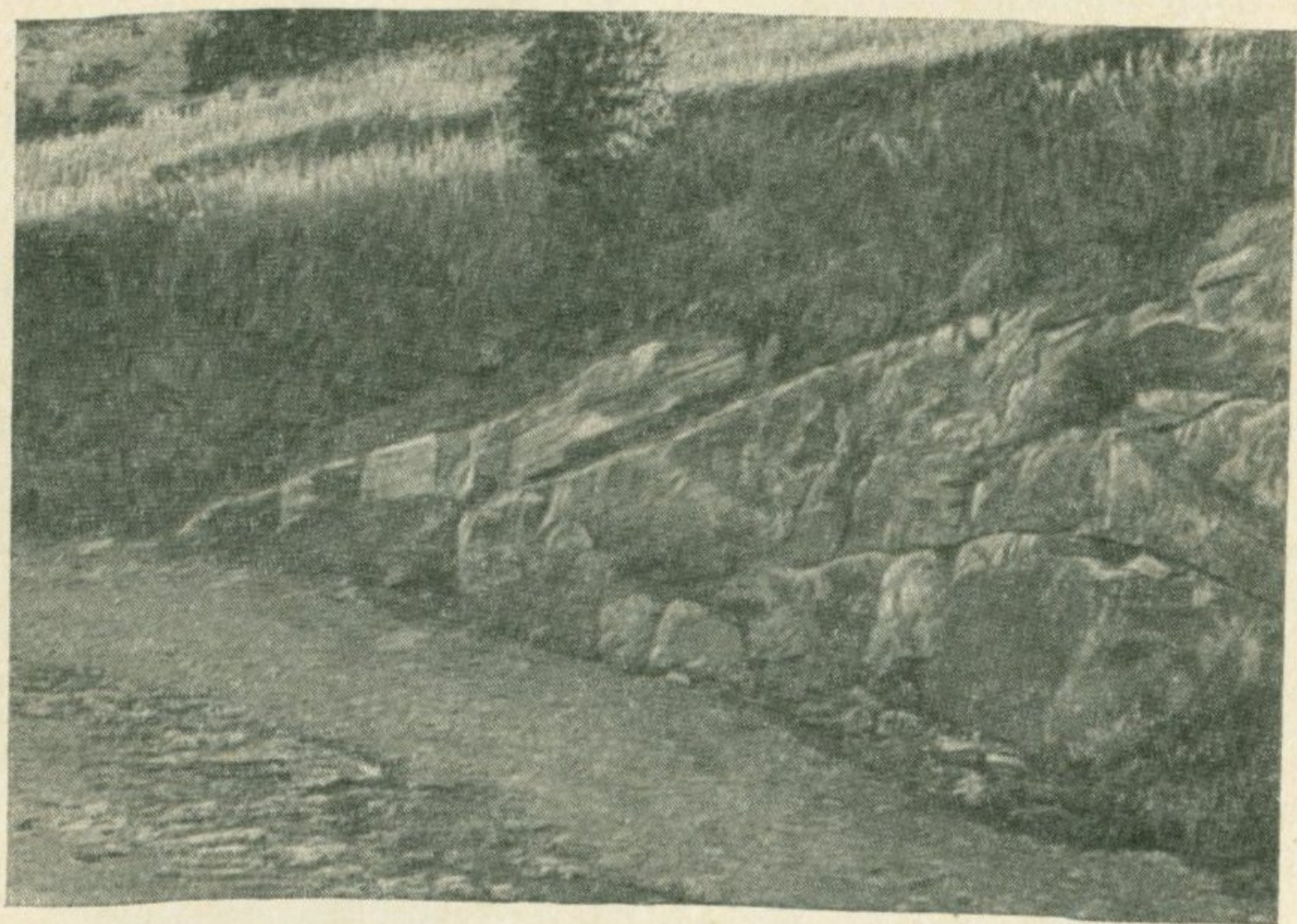
Описываемые образования прорывают вулканогенные породы среднего и верхнего байоса и келловей. К юго-востоку от сел. Ходжорния они прорывают также отложения оксфорда. Верхний предел внедрения альбитофиров до последнего времени оставался не разрешенным и спорным. Третичный возраст альбитофирам приписывали Морозов (1912), Грушевой (1935), мезозойский возраст — А. Н. Заварицкий, И. Г. Кузнецов, Степанян (1950), Магакьян (1959) и другие.

В последнее время в печати появились сведения об абсолютном возрасте альбитофиров северной Армении (Афанасьев и др., 1960; Багдасарян, 1960). По данным Г. Д. Афанасьева, абсолютный возраст альбитофиров Алавердского района, определенный кали-аргоновым методом, оценивается в 131 млн. лет, что соответствует по шкале Марбли верхней юре.

Исследования, проведенные Э. Г. Малхасяном в 1957—1960 гг., подтверждают доводы и взгляды предыдущих исследователей о мезозойском возрасте кварцевых альбитофиров и об отнесении их



Фиг. 7. Силлы альбитофиров. Шамлуг



Фиг. 8. Куполообразный выход альбитофиров. Шамлуг

к завершающему этапу мезозойского (точнее верхнеюрского) магматизма Армении.

Альбитофиры субвулканической фации представлены куполовидными массивами, дайками и межпластовыми интрузиями (силлами) (фиг. 7, 8). Размеры куполовидных массивов колеблются от нескольких сотен квадратных метров до первых десятков квадратных километров. В плане эти массивы обычно имеют неправильную форму с многочисленными дайкообразными выступами и углублениями, в результате чего они иногда захватывают крупные ксенолиты вмещающих пород. Кроме того, в ряде случаев в приконтактной части массива можно наблюдать мелкие ксенолиты вмещающих пород, которые нередко сохраняют свои элементы залегания.

ПЕТРОГРАФИЯ  
ЮРСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ  
АЛАВЕРДСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

НИЖНЕЮРСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Эпидотизированные порфириды

Породы нижней свиты нижнеюрских вулканогенных образований характеризуются специфическими зеленокаменными изменениями, достаточно резко отличающимися их от других аналогичных образований описываемой формации. Они эпидотизированы, хлоритизированы, уралитизированы.

Излияние лав порфиритовой свиты началось образованиями сравнительно основного состава (близкого к базальтовому), которые вскоре уступили место эффузивам андезитового состава. Последние и занимают доминирующее положение в описываемой толще.

По внешнему виду описываемые породы резко отличаются от всех других пород, в том числе и пород порфиритового состава, своим псевдобрекчиевым строением (фиг. 9). Они чрезвычайно интенсивно насыщены инъекциями эпидотового вещества, которые нередко приводят к полному замещению породы и превращению ее в эпидозит, создавая тем самым видимость настоящих брекчий.

Надо полагать, что породы эти являются результатом излияния подводного типа, происшедшего, вероятно, в условиях прибрежной зоны, где могли формироваться «такситовые» породы, т. е. псевдобрекчии. По всей вероятности, образующие указанные псевдобрекчии (или «такситы») минералы (эпидот, частично хлорит и пренит), являются результатом пневмогидротермальных инъекций, т. е. результатом неравномерного распределения паров и растворов в миаролитовых пустотах и стекловатых участках застывающей лавы в миаролитовых пустотах и стекловатых участках застывающей лавы в подводных условиях. Основная масса — порфириды, включающие эпидотовые псевдобрекчии, т. е. «цементирующие» порфириды — макроскопически имеют серо-зеленоватую окраску.

О морских условиях вулканической деятельности говорит также переслаивание вулканических продуктов с туфогенно-осадочными породами.

Структура породы порфирная с микролитовой структурой основной массы (фиг. 10). Текстура местами миндалекаменная.

Порода состоит из вкрапленников и основной массы. Вкрапленники представлены плагиоклазом и иногда уралитовой роговой обманкой.

Кристаллы плагиоклаза образуют короткопризматические формы размером от 0,3 до 20 мм. Они слегка деформированы, отчето полосы двойников нарушены, а очертания краев чаще неправильные, трещиноватые; трещины заполнены хлоритом. Помимо измененности механического характера, кристаллы плагиоклаза также эпидотизированы, серицитизированы и пелитизированы (фиг. 11). Имеются все переходы от цоизита до эпидота, но преобладающим является эпидот. Номер плагиоклаза трудно определим ввиду замутненности кристаллов. По методу симметричного угасания в зоне  $\perp$  (010) плагиоклаз определяется как андезин (№ 44—46).

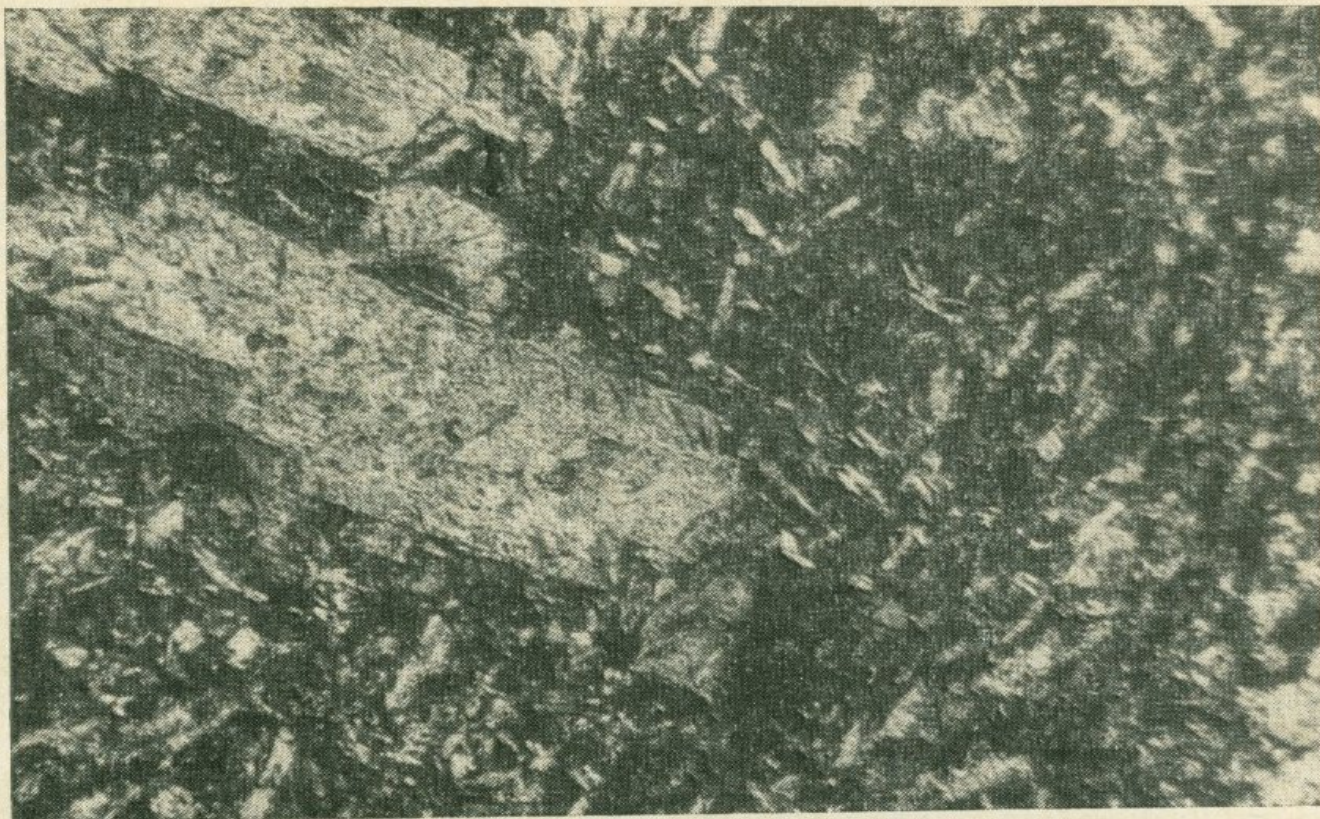
Уралитовая роговая обманка встречается единичными зернами, почти нацело замещена эпидотом и хлоритом, сохранившиеся реликты внутри зерен имеют извилистые линии спайности, окраска грязновато-зеленая, плеохроизм слабый. Угол угасания  $c : Ng = 19^\circ$ .

Из рудных минералов обнаружены редкие зерна магнетита.

Основная масса состоит из хаотично расположенных, слегка разрушенных микролитов плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены светло-зеленоватым хлоритом, изредка встречается вторичный кварц. В основной массе наблюдаются миндалины диаметром в среднем 0,3 мм и реже до 1,8 мм. Форма миндалин



Фиг. 9. Порфирит с псевдобрекчиевым строением. Шамлуг



Фиг. 10. Порфирит зеленокаменной толщи. Шамлуг.  
Увел. 72, николи +



Фиг. 11. Измененный порфирит зеленокаменной толщи.  
Шамлуг. Увел. 72, николи +

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма	Место взятия образца	Автор
11—11		67,16	0,48	13,39	1,50	5,44	0,11	3,90	3,64	1,26	0,28	0,58	2,90	100,51	Шамлуг, месторождение, у моста по дороге к с. Бендик	О. С. Степанян
2	1	55,00	0,56	19,17	9,40	1,86	0,27	5,23	2,10	1,36	0,82	0,88	4,04	100,61	Шамлугское месторождение, русло р. Учкиса	О. С. Степанян
3	70	53,96	0,67	14,42	4,92	7,87	—	6,38	1,12	3,98	0,44	0,48	5,33	99,57	Ахтальское месторождение. Бассейн р. Учкиса	О. С. Степанян
4	71	57,86	0,43	15,38	3,45	5,85	—	3,96	2,84	0,82	1,85	0,68	6,00	99,12	Ахтальское месторождение. Бассейн р. Учкиса	О. С. Степанян
5	—	57,56	0,42	15,58	1,98	6,74	—	4,78	2,64	0,12	0,20	1,68	8,54	100,24	Шамлугское месторождение	Р. И. Милосердова
6	—	49,04	0,60	15,64	2,94	5,81	0,24	5,86	5,91	2,20	2,71	1,16	8,24	100,36	Южная часть Алавердского рудного поля	П. Ф. Сопко
7	45	50,70	0,65	21,20	2,78	5,59	0,11	4,18	6,17	3,60	2,35	0,44	3,10	100,87	Близ ст. Ахтала	Э. Г. Малхасян
8	31	51,12	0,35	12,46	3,88	6,62	0,32	6,15	8,24	2,32	0,72	0,56	7,23	100,97	Шамлугское месторождение, СЗ высоты 1476,3	Э. Г. Малхасян

## Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ п/п	a	c	b	S	a'	c'	f'	m'	n	t	J	Q	$\frac{a}{c}$	Аналитик	Лаборатория
1	3,0	4,3	18,3	74,4	31	—	34	35	87	0,5	7	38,9	0,7	А. А. Петросян	Геол. ин-т Арм. ФАН СССР
2	4,0	2,5	33,5	60,0	46	—	29	25	71	0,8	23	9,5	1,60	А. А. Петросян	Геол. ин-т Арм. ФАН СССР
3	9,0	1,32	29,48	60,23	26	—	38	35	94	0,9	14	1,11	—		ИГН АН Арм. ССР
4	4,7	3,52	24,53	67,76	37	—	35	27	41	0,5	11	22,09	—		ИГН АН Арм. ССР
5	0,6	3,2	30,2	66,0	47	—	26	27	50	0,5	6	27,4	0,19	Э. И. Зелкина	Геохим. лабор. МГРИ
6	9,7	6,7	21,2	62,4	—	6	43	51	54,7	1,1	12,7	1,3	1,43	Э. И. Зелкина	Геохим. лабор. МГРИ
7	11,93	8,07	17,98	62,00	12,19	—	45,71	46,17	71,4	0,93	13,76	7,91	—	В. А. Бабаян	ИГН АН Арм. ССР
8	6,30	5,65	25,57	62,46	—	18,0	40,3	42,6	84,1	0,4	13,4	6,69	—	В. А. Бабаян	ИГН АН Арм. ССР

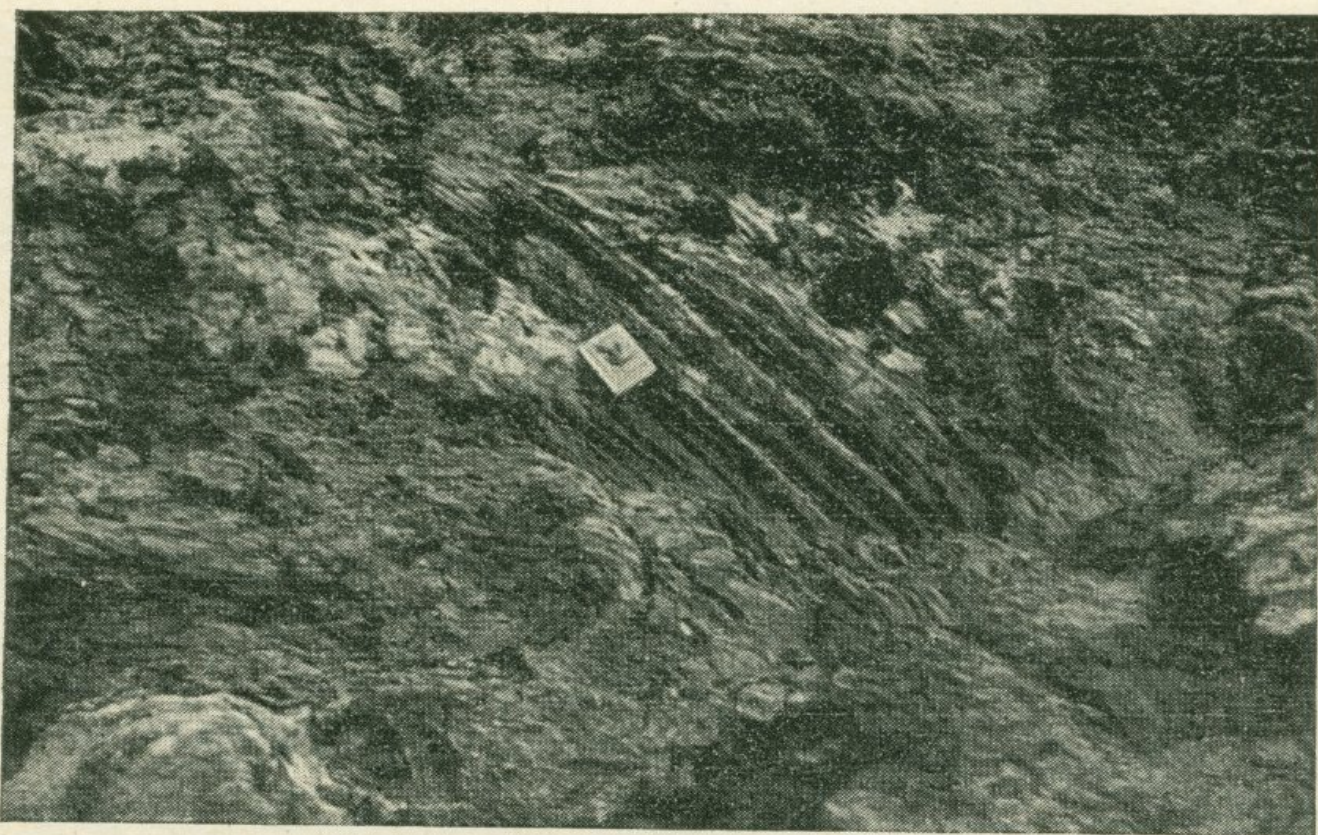
разнообразная — эллипсоидальная, неправильная, иногда имеет форму идеального шара. Миндалины выполнены агрегатом лучистого амфибола и хлоритом, причем хлорит, заполняющий крупные миндалины, имеет форму сферокристаллов.

Химизм описываемых образований приведен в табл. 1.

### Туфобрекчии зеленокаменных порфиритов

Выше на свиту зеленокаменных порфиритов налегает толща зеленовато-серых и голубовато-серых туфобрекчий, широко развитых в полосе Алаверды—Шамлуг—Ахтала и именуемых здесь «туфобрекчиями нижних порфиритов».

Макроскопически породы этой толщи обладают серо-зеленоватой и зеленой окраской, с ясно выраженной обломочной структурой. Обломки обычно угловаты и по величине достигают от долей сантиметра до 10 см. В большинстве случаев породы сильно хлоритизированы и карбонатизированы. Цемент пород носит типичный туфовый характер. В нем, помимо обломков пород неправильной формы и осколков минералов (в основном плагиоклаз), наблюдается большое количество мельчайших скоплений эпидота, хлорита, серицита, кварца и точечных выделений рудного минерала.



Фиг. 12. Сосульковидные образования среди туфобрекчий толщи зеленокаменных пород. Шамлуг



Под микроскопом туфобрекчии имеют обломочную структуру. Обломки главным образом представлены плотно сцепленными друг с другом порфиритами и осколками минералов (в частности плагиоклаза), промежутки которых заполнены хлоритом и прени-том. Среди пирокластических образований, в верхней части разреза (район Шамлугского месторождения), появление обломков и небольших втеков (что часто можно встретить при взрывном извержении) пород состава дацитовых порфиритов указывает на направленность дифференциации магматического очага в сторону более кислых разновидностей.

Местами в верховьях р. Учкилиса среди туфобрекчий отмечены образования с флюидалной текстурой, иногда переходящей в «сосульки», состоящие из хлорита и халцедона (фиг. 12). Природа этих интересных образований еще не выяснена.

Одной из характерных черт зеленокаменных пород является частое присутствие в них яшмовидных кварц-гематитовых образований, являющихся результатом подводной фумарольно-сульфатной деятельности магматического очага. Образования эти составляют тела неправильной формы, иногда достигая до 10—15 м мощности.

Отсутствие определенной закономерности в распределении отдельных разновидностей, слагающих эту толщу, и непостоянство строения последней указывают на существование нескольких вулканических кратеров, действовавших на сравнительно небольшой территории. Вероятно, в данном случае мы имеем дело с ареальным типом вулканической деятельности.

## СРЕДНЕЮРСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Среднеюрские вулканогенные образования в пределах северной Армении занимают господствующее положение средних юрских отложений описываемой области. Интенсивная вулканическая деятельность здесь происходила в течение всего среднеюрского времени и выражалась изливанием кислых — кератофировых и средних — андезитовых лав, а также формированием сложных вулканогенно-осадочных комплексов.

### Кератофиры

Первооткрыватели Шамлугского месторождения — греки — горды этого горизонта называли «каскаром» (Абих, 1856). Н. А. Морозов (1912) породы этого горизонта назвал кварцевыми порфирами. Впоследствии эти породы были названы О. Т. Карапетяном «шамлугитами».

Геологи, изучавшие Шамлугское месторождение в 1930—40-х годах, породы этого горизонта определяли как кератофиры, исходя

из повышенного содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  (до 5%) над  $\text{K}_2\text{O}$ . Позднее (1944—1950 гг.) породы описываемого горизонта называли альбитофирами и по геологическому положению относили их не к самостоятельной толще, а к верхним разновидностям ахтальских кварцевых порфиров. М. Л. Лачинян в пределах центральной части Ахтальского месторождения выделяет эти породы под названием «свита красно-бурых порфиритов». Многие рудничные геологи выделяют ее под названием «рудноносной свиты».

Описываемая толща характеризуется породами довольно сложного литологического состава и структурными особенностями. Они представлены массивными эффузивными породами, их туфами и вулканическими брекчиями.

Макроскопически эффузивные разновидности пород светло-серые со сталью-серым оттенком, светло-розоватые, зеленовато-серые или фиолетовые, часто с фенокристаллами кварца, достигающими до 1 мм величины. Нередко обладают флюидально-тонкослоистой структурой. Местами текстура брекчиевидная, где тонкие трещинки между отдельными обломками заполнены гидроокислами железа. Брекчиевидное строение пород являлось предметом дискуссии о генезисе описываемых образований.

Микроскопически структура породы порфировая (фиг. 13), иногда фельзитовая. Основная масса состоит из аллотриоморфных зерен полевого шпата, кварца и мутных от пелитизации редких псевдосферолитов размером от 0,05—0,1 мм, которые рассеяны в скрытокристаллическом агрегате кварцево-полевошпатового состава. Основная масса обнаруживает слабую флюидальность и обычно покрыта окисленными рудными частицами.

Порфировые выделения представлены кварцем и щелочными полевыми шпатами.

Кварц водяно-прозрачный, образует изометричные зерна размером до 0,8 мм. Встречаются корродированные кристаллы округленной формы. Мелкие вкрапления иногда имеют хорошо образованные формы и слабо оплавлены. В некоторых шлифах фенокристаллы кварца отсутствуют и встречаются только в основной массе. Существуют и бескварцевые их разновидности.

Полевые шпаты представлены плагиоклазом и в сильно подчиненном количестве — калиевым полевым шпатом.

Фенокристаллы плагиоклаза имеют короткопризматическую форму и представлены зернами не более 1,0 мм в длину. Значительное количество кристаллов мутноватое в результате их пелитизации. Содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе не превышает 10%. Максимальное погасание в зоне  $\perp$  (010) составляет 8—10 (альбит). Измеренный показатель преломления ( $N_m$ ) немного меньше 1,530.

Измерения плагиоклазов на федоровском столике дают следующие значения: № 6—8 ( $D_o N_g = 87^\circ$ ,  $N_m = 80,5^\circ$ ,  $N_p = 10^\circ$ ,  $2V = 88^\circ$ , закон двойникования альбит-карлсбадский); № 5—6



Фиг. 13. Кератофир. Шамлуг. Увел. 135, николи +

( $Do Ng = 16^\circ$ ,  $Nm = 74^\circ$ ,  $Np = 88^\circ$ , закон двойникования альбитовый) и № 4—6 ( $Do Ng = 17^\circ$ ,  $Nm = 73^\circ$ ,  $Np = 38^\circ$ ,  $2V = \pm 90^\circ$ , закон двойникования альбитовый).

Иногда в шлифах наблюдаются фенокристаллы калиевого полевого шпата, которые по периферии замещены альбитом. Калиевый полевой шпат отличается от плагиоклаза отсутствием пелитизации, прямым угасанием в зоне  $\perp$  (010) и меньшим, чем у альбита, показателем преломления. Калиевый полевой шпат обычно не сдвойникован.

Структура основной массы пород непостоянна — микролитовая, фельзитовая и сферолитовая.

Микролитовая основная масса в основном сложена из очень мелких кристалликов альбита (0,05—0,1 мм), развитых в общей хлоритовой массе. В фельзитовой структуре, в общей гиалиновой массе, отмечаются трудно определяемые под микроскопом субмикроркристаллические минералы. Сферолитовая структура отличается свойственным сферолитовым сложением и в основном распределена в фельзитовой массе. Сферолиты развиваются главным образом по альбиту и хлориту. Такие структуры по сравнению с микролитовой и фельзитовой встречаются редко.

Обычно эти породы изменены — серицитизированы, хлоритизированы, карбонатизированы, пелитизированы. В них встречаются гипс, ярозит, гематит и водные окислы железа.

В составе описываемой толщи довольно широкое развитие имеют также пирокластические продукты указанных образований, которые представлены туфами и вулканическими брекчиями (фиг. 14).

Туфы. Туфовый материал, имеющий состав описанных выше образований, образует цемент у большинства агломератов, состо-

ящий из мелкозернистой, неоднородной массы, пропитанной гидроокислами железа.

Вулканические брекчи в составе этого горизонта сравнительно широко распространены в бассейнах рек Шамлуг и Хараба. Они состоят из угловатых обломков пород кислого состава, размером от нескольких до 15 см. В большинстве случаев средний размер обломков не превышает 5—8 см. Обломки составляют около 80% общей массы породы и обычно окрашены в фиолетовый, зеленый и розоватый цвета. Цементирующая туфовая масса имеет фиолетовую окраску, что обусловлено присутствием в них гематита.

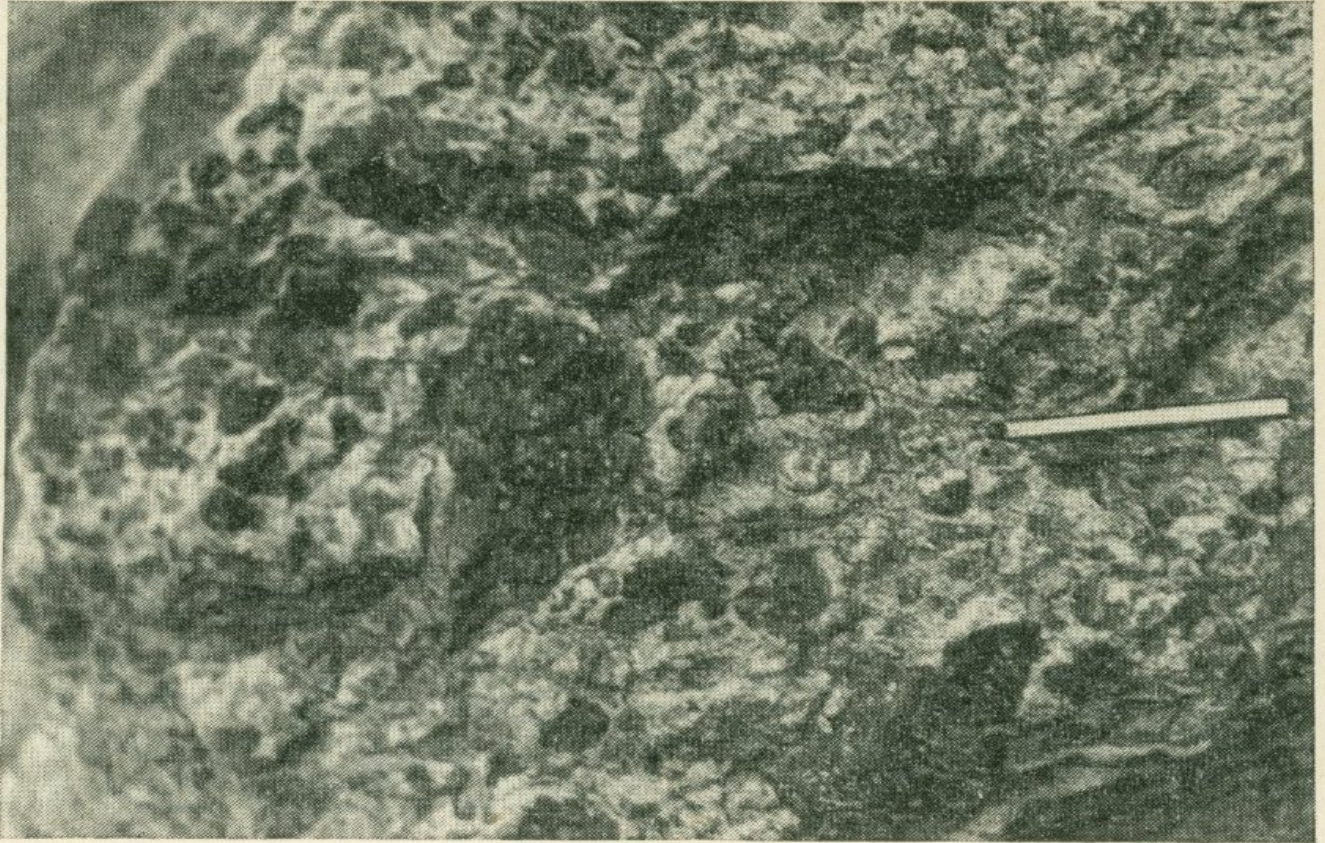
По петрографическому составу как обломки, так и туфы кислого состава аналогичны вмещающим вулканическим породам этого горизонта.

Брекчиевидное строение пород являлось предметом дискуссии о генезисе описываемых образований. П. С. Саакян и Н. Г. Кристин (1934) склонны были относить их к тектоническим образованиям, однако флюидалное, слоистое строение этих образований позволяет их рассматривать как результат остывания магмы в особых условиях. Такое мнение еще в 1934 г. было высказано А. Н. Заварицким. Брекчиевидность пород не вторичная, не результат тектонических подвижек, а первичная, лавового характера.

Жильная фация представлена дайками и некками (фиг. 15). Дайковые формы в основном развиты в районе Шамлугского месторождения, особенно на левобережье р. Учкилиса. Здесь две параллельно идущие дайки прослеживаются в близширотном направлении с некоторыми перерывами, свыше 1,5 км. В восточной части месторождения одна из этих даек примыкает к некку, расположенному у поворота дороги (верхний бремсберг), ведущей в Капитальную штольню. По данным буровых скважин и горных выработок, пройденных на Бендикском участке, эти дайки на глубине сливаются в одну. Мощность даек в различных частях разная и колеблется от 6 до 15 м.

Некки чаще всего встречаются в районе месторождения Шамлуг (в окрестности Капитальной штольни) и реже в Алавердах. Диаметр тел колеблется от 10—12 и до 250 м.

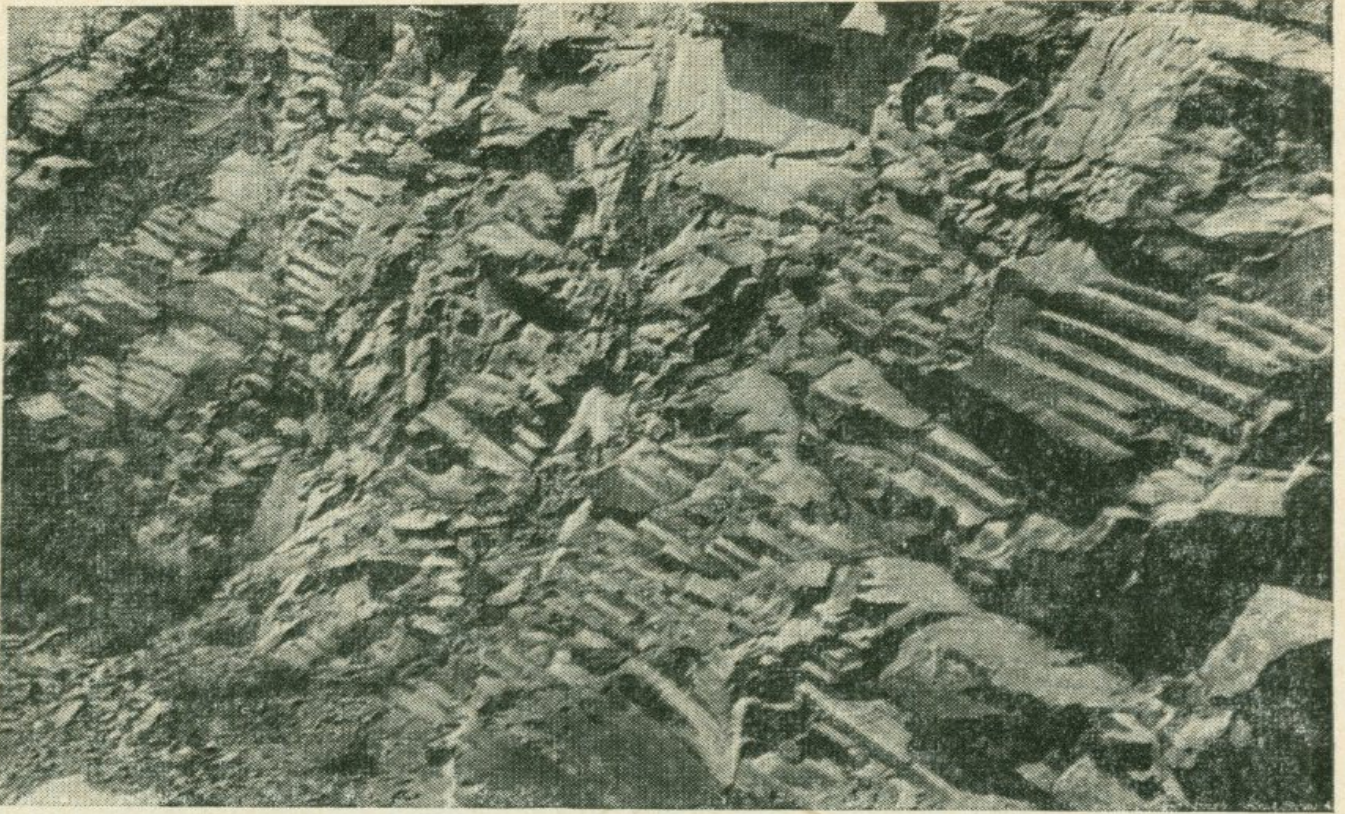
Некки на местности выделяются в виде скал высотой 20—25, а нередко и 50 м (междуречье рек Хараба и Охназ-Булак). Контакты кератофиров, слагающих некк с вмещающими породами, отвесные и, как правило, сопровождаются зоной раздроблений вмещающих пород. Здесь так же, как и при дайковом внедрении, довольно часто в эндоконтактах наблюдается столбчатая отдельность с перпендикулярным расположением столбиков к зальбандам. Диаметр столбиков колеблется от 3 до 12—15 см и очень редко до 20—25 см, при длине 0,5—0,8 м и редко до 1 м (фиг. 16). Они издали напоминают поленья, сложенные в штабель.



Фиг. 14. Пирокластические продукты кератофирового горизонта.  
Шамлуг



Фиг. 15. Кератофировый некк. Шамлуг



Фиг. 16. Столбчатая отдельность в субвулканических телах кератофиров. Шамлуг

Под микроскопом структура порфировая с фельзитовой или микролитовой основной массой. Встречаются разности с кварцевыми вкрапленниками и без них.

Плагиоклаз в этих породах образует крупные таблитчатые кристаллы, длиною в 0,8—1,5 мм, в основной массе встречаются в виде мелких удлиненных лейсточек или же неправильных зерен размером 0,01—0,03 мм.

Крупные кристаллы плагиоклаза имеют правильные очертания с хорошо развитыми гранями, наряду с одиночными они довольно часто образуют гломеропорфировые скопления. Плагиоклаз представлен альбитом (№ 4—6), сдвойникованным по альбитовому и периклиновому законам. Замечается, что в близконтактной зоне они имеют гораздо лучшую сохранность, чем в центральных. Изменение плагиоклаза выражается обычно в карбонатизации и несколько слабее в серицитизации. В сильно измененных породах от плагиоклаза (особенно вкрапленников) обычно бывают сохранены только гнезда, выполненные агрегатом из карбоната и в меньшей мере из серицита.

Кварц встречается в виде порфировых выделений бипирамидальной формы и мелких неправильных зерен, входящих в состав основной массы. Вкрапленники кварца, как правило, имеют хорошо выраженные прямые грани, но нередко они несут явные

признаки оплавления, последние очень характерны для пород эндоконтактовых частей даек и некков.

Вторичные минералы в породе представлены серицитом, хлоритом, карбонатом и каолинитом. Упомянутые минералы развиваются и в породах, вне ореола зон гидротермальных изменений. Такое положение дает основание считать их продуктами аутометаморфизма. Это подтверждается еще тем, что у даек, сложенных свежими породами, в центральных зонах наблюдаются подобные изменения.

Серицит развивается мелкими чешуйками в первую очередь за счет полевошпатовых вкрапленников, а потом за счет зерен основной массы.

Хлорит главным образом развивается в основной массе и слугает в виде мельчайших чешуек (разложение вулканического стекла?) и в редких случаях образует крупные скопления со значительными размерами листочек. Характер скоплений и продукты изменения позволяют предполагать, что хлорит в скоплениях в основном развивается за счет биотита.

Из вторичных минералов наибольшее распространение имеет карбонат, обычно замещающий плагиоклаз. Кроме того, карбонат довольно часто развивается по стыкам кварцевых вкрапленников.

Каолинит и вторичный кварц образуют неправильные скопления, встречаются только в породах, подвергнутых интенсивному гидротермальному воздействию.

Акцессории представлены апатитом, сфеном, пиритом.

Структура основной массы фельзитовая, микролитовая, местами сферолитовая. Последняя выявляется в породах некков и редко в эндоконтактовых частях мощных жилообразных тел.

Сферолиты, в диаметре достигающие 0,35 мм, в проходящем свете буроваты и при большом увеличении оказываются состоящими из тонкосросшихся мелких пластинок плагиоклаза и кварца. Центральные части сферолитов очень напоминают (опять же при сильном увеличении) микропегматит.

Основная масса, выполняющая промежутки сферолитов, вкрапленников полевого шпата и кварца микрофельзитовая с неправильными, аллотриоморфными зернами минералов. У микролитовой разности основной массы фоном структуры являются неправильные, мелкие зерна кварца, внутри которых содержатся микролиты полевых шпатов (микропойкилитовая).

Количественный подсчет минералогического состава описываемых пород приведен в табл. 2.

Химический состав описываемых образований и их пересчеты приводятся в табл. 3.

Мы считаем целесообразным сохранить за указанными образованиями наименование кератофир. Они близки к среднему типу риолитов, по Дэли, но отличаются от них меньшим содержанием полевошпатовой извести (с), значительно большим отношением

## Количественный минеральный состав кератофиров

Минерал	Вкрапленники, %
Плагиоклаз	5,2
Кварц	8,6
Хлорит	0,2
Рудный минерал	0,2
Основная масса: микролиты плагио- клаза, кварц, хлорит, рудная сыпь, аксессуары . . . . .	85,8
Итого . . . . .	100

$\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$  ( $n$ ) и несколько большим содержанием глинозема в составе феррических компонентов ( $a'$ ). Повышенное содержание феррических компонентов ( $b$ ) позволяет сравнить некоторые из них с дацитами.

## Шахтахтский комплекс вулканогенно-осадочных пород

Согласно П. Ф. Сопко и Э. Г. Малхасяну, шахтахтская толща начинается мощной свитой эффузивных и пирокластических пород (от 100 до 150 м).

Главную роль в нижнем вулканическом горизонте играют вулканические брекчии плагиоклазовых порфиритов, местами переходящие в вулканические брекчии плагиоклаз-пироксеновых порфиритов.

Мандельштейновые андезитовые порфиры по внешнему виду представляют серые, темно-серые или зеленовато-серые породы с отчетливо выраженной порфировой текстурой и большим количеством миндалин, выполненных кальцитом, хлоритом и кремнеземом.

Под микроскопом основная масса состоит из мелких микролитов плагиоклаза и изредка авгита; в интерстициях наблюдается замещенный хлоритом стекловатый базис. Всегда присутствует тонко рассеянная вкрапленность магнетита и гематита, изредка пирита. Наблюдаются также микроскопические прожилки кальцита и зерна вторичного кварца. Структура основной массы обычно гналопилитовая, реже андезитовая, текстура миндалекаменная (фиг. 17). Вкрапленники представлены исключительно плагиоклазом, иногда имеющим зонарное строение.

Вулканические брекчии содержат в цементирующей массе большое количество обломков, размером от 2 до 20 см. Преобладающий размер обломков около 5 см, форма обломков округлая, иногда неправильная.



## Химический состав кератофиров Алавердского антиклинория

№ п/п	№обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П.п.п.	Сумма	Место взятия образца	Автор
1	919	82,22	0,20	10,60	1,28	0,57	0,61	0,05	0,80	3,08	0,18	0,60	0,14	100,33	Шамлугское месторождение. Левый берег р. Шамлуг	О. С. Степанян, Н. Я. Монахов
2	922	74,56	0,25	12,02	1,76	0,55	0,01	1,45	2,12	2,70	1,12	0,27	3,42	100,23	Там же, р. Хараба	О. С. Степанян
3	923	80,32	0,18	10,96	2,23	0,86	0,04	0,46	0,56	0,86	0,36	0,62	0,12	100,47	Там же, левый берег р. Шамлуг	О. С. Степанян, Н. Я. Монахов
4	924	71,18	0,35	15,67	3,50	0,27	0,69	0,02	2,12	7,02	0,54	0,18	0,43	100,65	Там же, р-н Бугаляр	О. С. Степанян
5		74,50	0,25	12,02	1,76	0,55	0,01	1,45	2,12	2,70	1,12	0,27	3,42	100,23	Там же	О. С. Степанян
6		71,18	0,35	15,65	3,5	0,27	0,02	0,69	0,72	7,02	0,54	0,18	0,43	100,65	»	О. С. Степанян
7		80,32	0,18	10,96	2,23	0,86	0,04	0,46	0,56	3,86	0,26	0,12	0,62	100,47	Там же, левый скл. р. Шамлуг	О. С. Степанян
8	120	76,36	0,24	9,67	4,75	0,53	0,08	0,63	1,54	2,44	1,63	0,08	1,96	99,95	Там же, р. Учкиса	
9		74,42	0,24	10,56	0,96	2,52	0,05	0,81	2,88	3,23	1,25	0,15	4,00	100,22	Центральная часть Алавердского рудного поля	П. Ф. Сопко
10		77,34	0,16	11,23	1,04	0,62	—	0,80	1,28	2,88	1,16	0,48	2,72	99,71	Шамлугское месторождение	Р. И. Милосердова
11	21	75,34	0,05	11,09	1,23	1,47	0,03	1,65	2,75	2,21	0,84	0,68	3,90	100,94	Там же, из нека около 3-го бремсберга	Э. Г. Малхасян
12	73	69,92	0,23	15,64	2,69	0,88	0,01	0,72	1,02	7,29	0,75	0,48	1,26	100,89	Там же, около кинотеатра пос. Шамлуг	Э. Г. Малхасян
13		75,45	0,17	13,11	1,14	0,66	0,29	0,34	0,83	5,88	1,26	0,69	—	99,82	Средний состав кварцевых кератофиров	По Дали

## Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ п/п	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>	<i>a'</i>	<i>c'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>n</i>	<i>t</i>	<i>J</i>	<i>Q</i>	$\frac{a}{c}$	Аналитик
1	6,4	0,9	6,9	85,8	70,3	—	28,8	0,9	96,1	0,2	14,4	57,9	7,1	А. А. Петросян
2	8,2	2,5	6,8	82,5	35,3	—	29,4	35,3	70,9	0,3	21,5	46,1	3,3	А. А. Петросян
3	2,3	0,6	13,2	83,9	75,8	—	19,0	5,2	77,8	0,14	13,3	63,6	3,8	А. А. Петросян
4	15,5	2,4	3,9	78,2	—	1,7	98,3	—	95,7	0,4	74,5	23,0	6,4	А. А. Петросян
5	7,4	2,5	7,6	82,5	42,1	—	26,3	31,6	78,6	0,3	19,3	47,7	3	
6	15,2	0,8	7,3	76,7	42,5	—	42,5	15,0	—	0,4	39,0	22,0	19	
7	8,1	0,6	7,4	83,9	57	—	34	9	95	0,2	23	51,0	13,50	
8	7,4	1,8	6,9	83,9	22,9	—	62,0	13,6	69,8	0,2	5,5	51	4,1	
9	8,8	2,6	5,5	83,1	—	16	59	25	80	0,2	15	46	3,85	
10	7,9	1,5	6,2	84,4	58	—	21	21	78	0,2	13	51,5	5,27	Э. И. Зелкина
11	5,9	3,3	7,1	83,7	30,0	—	31,8	38,3	79,5	0,08	13,08	49,5	1,8	В. Бабаян
12	16,55	1,20	4,34	77,89	3,08	—	70,7	26,15	93,15	0,26	53,85	21,54	—	В. Бабаян
13	14,2	1,0	2,8	82,0	18,2	—	61,4	20,4	87,1	0,2	31,8	34,6	14,2	

Анализы 1—4, 11, 12 производились в лаборатории ИГН АН Арм. ССР; анализ 10—в Геохимической лаборатории МГРИ.



Фиг. 17. Мандельштейновый андезитовый порфирит. Алаверди.  
Увел. 72, николи  $\oplus$

В отдельных участках, главным образом в верхней части горизонта, описанные вулканические брекчии переходят в вулканические брекчии плагиоклаз-пироксеновых андезитовых порфиритов. Последние имеют зеленовато-серую или серую окраску.

Зернистые туфы андезитовых порфиритов встречены в нескольких точках на правом берегу р. Лалвар, вблизи шт. Сен-Жан и несколько севернее шт. Артем. Они представляют зеленые или зеленовато-серые породы с плотным строением. Под микроскопом породы состоят из осколков серицитизированного и карбонатизированного плагиоклаза, принадлежащего андезину, хлоритизированного вулканического стекла и замещенных хлоритом темноцветных. Встречаются тонкие прожилки кальцита и миндалины, выполненные карбонатом и хлоритом. Размер слагающих породы частиц составляет 0,2—0,3 мм; иногда частицы бывают еще мельче — меньше 0,1 мм. Структура пород — туфовая.

Вулканические брекчии нижнего вулканического горизонта перекрываются хорошо расслоенными пирокластическими и туфогенно-осадочными породами, образующими горизонт мощностью около 30 м. В состав горизонта входят туффиты, вулканические брекчии мандельштейновых андезитовых порфиритов и зернистые туфы андезитового состава.

Туффиты состоят из осколков замещенного серицитом и хлоритом плагиоклаза, хлоритизированного вулканического стекла. В большом количестве встречаются округлые зерна кварца; присутствуют также обломки плагиоклазовых и плагиоклаз-пироксеновых андезитовых порфиритов с миндалекаменной структурой. Обломки порфиритов обладают иногда угловатой, но чаще округлой формой.

Вулканические брекчии представляют хорошо расслоенные породы серой или зеленовато-серой окраски с отчетливо выраженным обломочным строением.

Отдельные слои вулканических брекчий имеют мощность от 1 до 2 м. Количество крупных обломков составляет от 30 до 60% всего объема пород. Размер обломков колеблется от 1 до 5 см, преобладающий размер около 3 см. Форма обломков обычно округлая, иногда угловатая.

Под микроскопом в породах видны осколки замещенного карбонатом и серицитом (иногда хлоритом) плагиоклаза, хлоритизированного стекла, реже хлоритизированного пироксена. Встречаются мелкие обломки пироксен-плагиоклазовых порфиритов с гиалопилитовой структурой основной массы и небольшие миндалины, выполненные карбонатом и хлоритом. Структура пород туфовая.

Возможно, что часть материала этих пород подверглась переносу и переотложению, что можно предполагать, приняв во внимание хорошую расслоенность пород и округлую форму некоторых зерен.

У шт. Артем, у верхнего бремсберга и к западу от него обнажены андезитовые порфириты с хорошо выраженной шестигранной столбчатой отдельностью с лавовыми брекчиями. Они залегают в виде трубообразного тела, в плане имеющего неправильную, приближающуюся к овальной, форму. Тело вытянуто в близком к широтному направлении, имея длину около 300 м. Ширина тела колеблется от 20 до 190 м, в среднем составляя около 70—80 м (подробнее см. раздел «Субвулканические образования»).

Структура основной массы гиалопилитовая, иногда андезитовая. Основная масса количественно намного уступает фенокристаллам плагиоклаза, часто подвергающегося сосюритизации. Плагиоклаз принадлежит андезину (№ 40—50). Реже наблюдаются вкрапленники уралитизированного и хлоритизированного пироксена и роговой обманки. Количество вкрапленников составляет до 70—80% всего объема пород.

Горизонт мандельштейновых андезитовых порфиритов и их агломератов имеет мощность 70—80 м.

Под микроскопом породы похожи на ранее описанные мандельштейновые андезитовые порфириты, отличаясь только более частым присутствием хлоритизированного пироксена во вкрапленни-

ках. Порфириты разбиты трещинами на глыбовые отдельности: иногда наблюдается веерообразное расположение трещин.

В некоторых случаях породы приближаются по характеру к лавовым брекчиям. Включения в таких разностях отличаются от цемента более стекловатой основной массой и большим содержанием миндалин, выполненных хлоритом и кальцитом.

На горизонте мандельштейновых андезитовых порфиритов залегает хорошо расслоенная толща пирокластических пород более кислого, дацитового состава. Эта слоистая толща сложена зернистыми и лапиллиевыми туфами и вулканическими брекчиями дацитовых порфиритов; встречаются также отдельные потоки андезитовых порфиритов. Мощность горизонта составляет около 30 м. Мощность отдельных слоев колеблется от 2—3 м у грубообломочных разностей до 20—50 см у зернистых туфов. Слои обычно невыдержаны по простиранию.

Зернистые туфы и вулканические брекчии отличаются от лапиллиевых туфов только величиной отдельных частиц; первые сложены обломками размером 2—5 мм, вторые содержат крупные обломки с преобладающим размером около 5 см. В верхних частях горизонта в прослоях зернистых туфов иногда наблюдаются остатки белемнитов и раковины пелеципод.

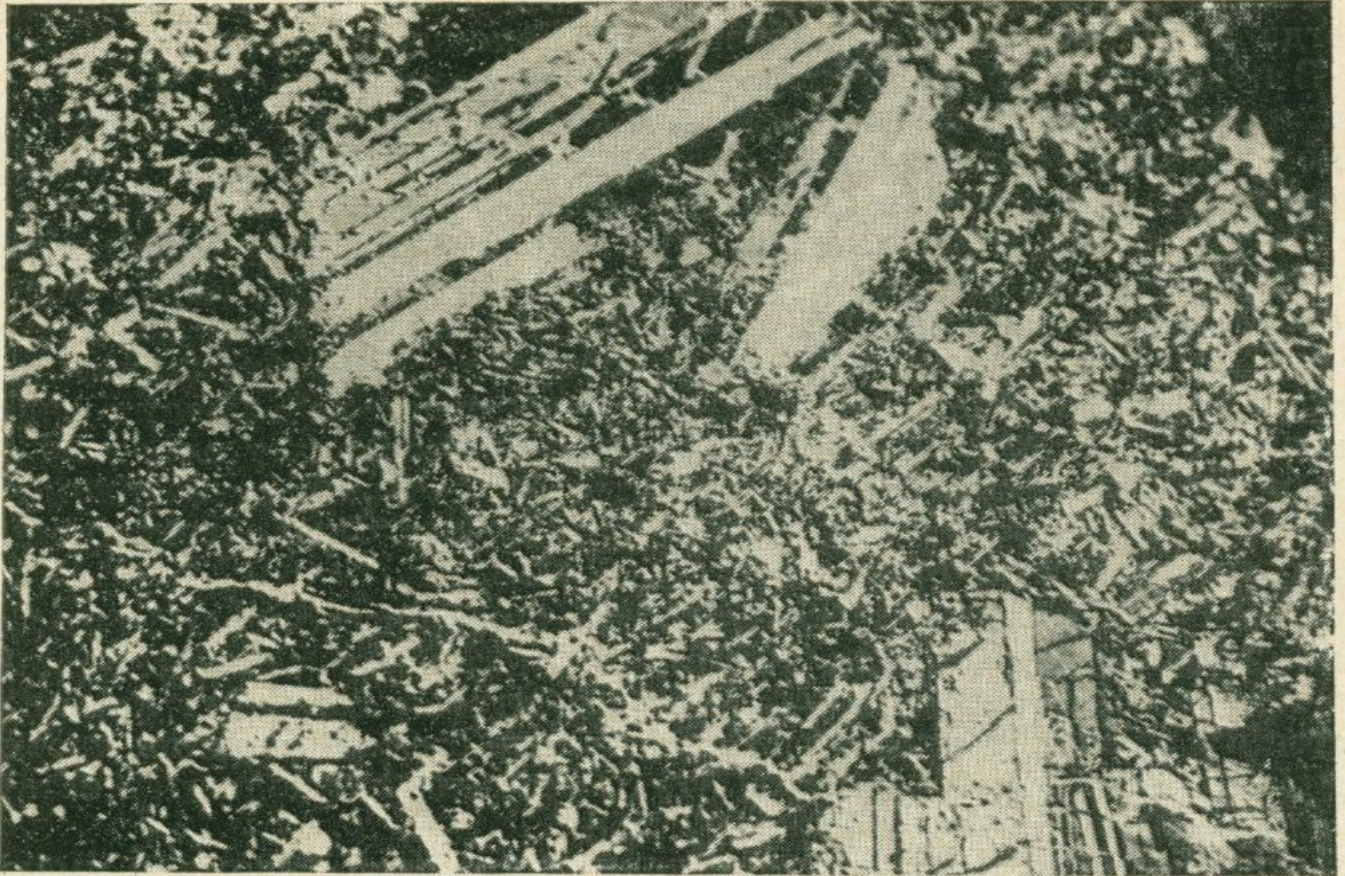
Дацитовые порфириты, преобладающие среди обломков, имеют фиолетово-серую окраску. Они содержат либо вкрапленники кварца и плагиоклаза, либо одного плагиоклаза. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, кварца и небольшого количества хлоритизированного стекла. Структура основной массы микрофельзитовая. Вкрапленники плагиоклаза (размером от 0,3 до 3 мм) замещаются серицитом и эпидотом, иногда хлоритом. Крупные вкрапленники кварца (1—5 мм) оплавлены и корродированы основной массой.

Вкрапленники наблюдаются в большом количестве, представлены серицитизированным плагиоклазом, принадлежащим олигоклазу (№ 20—30). Основная масса сложена микролитами замещенного серицитом плагиоклаза и мелкими зернами кварца, получившегося в результате раскристаллизации стекла. Структура основной массы микрофельзитовая, иногда микропойкилитовая.

Встречаются дацитовые порфириты с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена (фиг. 18).

Обломки других пород в описанных туфах и вулканических брекчиях имеют небольшое значение. Отчетливо выраженная слоистость туфов и вулканических брекчий дацитовых порфиритов и содержащиеся иногда в них ископаемые остатки фауны указывают на то, что пирокластический материал отлагался в морских условиях.

Пирокластические породы дацитового состава перекрываются тонкослоистыми плотными и зернистыми песчаниками. Нижняя часть толщи сложена фиолетовыми или фиолетово-серыми порода-



Фиг. 18. Дацитовый порфирит. Шамлуг. Увел. 64, николи +

ми, а в ее верхней, большей части преобладают зеленовато-серые или желтовато-серые разности. По крупности зерна в разрезе толщи можно встретить все переходные разновидности от плотных, алевритовых через мелкозернистые до среднезернистых, с размером отдельных зерен в несколько миллиметров. Переходы между этими разностями постепенные. Мощность отдельных слоев колеблется от 10 до 50 см.

Объемные соотношения между материалами туфогенного и осадочного происхождения различны; обычно первые составляют от 10 до 40 % объема пород. В некоторых разностях, наоборот, преобладает материал туфогенного происхождения, когда породы состоят из осколков минералов и обломков пород, сцементированных разложившимся пепловым материалом с реликтами витрофировой структуры. Цемент песчаников карбонатный. Присутствие карбоната в породах отмечается всегда, хотя в некоторых образцах количество его небольшое. Фиолетовые оттенки в окраске пород обусловлены наличием тонкорассеянного гематита, появление которого связано с разложением вулканического стекла. Химический состав порфирита шахтахтской толщи приведен в табл. 4.

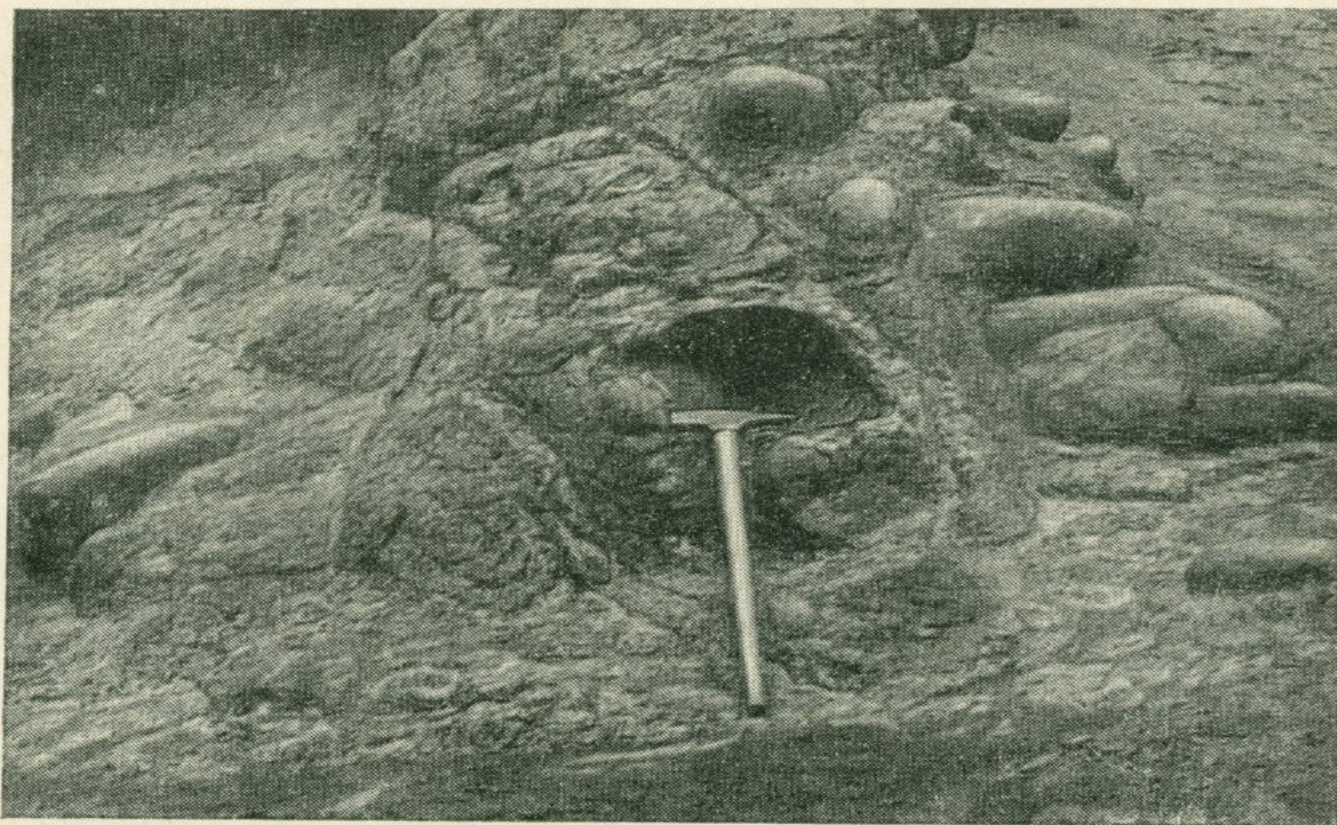
## Химический состав порфирита шахтахтской толщи

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	Сумма
117	51,78	0,92	17,88	4,41	6,33	0,11	3,74	7,03	4,50	1,20	0,46	2,58	100,94

## Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>S</i>	<i>c'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>n</i>	<i>t</i>	<i>J</i>	<i>Q</i>
12,52	6,54	14,73	64,35	14,71	60,92	39,07	79,07	2,52	23,53	1,02

Образец взят в западной окраине пос. Ленрудники. Анализ произведен в ИГН АН Арм. ССР аналитиком В. А. Бабаян.



Фиг. 19. Шаровая отдельность в туфопесчаниках. Алаверди



Фиг. 20. Туфопесчаник. Шамлуг. Увел. 64, николи ||



### *Свита туфогенных песчаников*

Свита туфогенных песчаников в основном представлена нормально-осадочными образованиями — песчаниками, которые получились в результате размыва и переотложения различных по составу эффузивных, пирокластических и осадочных пород с подчиненной примесью туфогенного материала.

Описываемые песчаники по своему характеру монотонны — имеют желтовато-серый, зеленовато-серый и серый цвета. По крупности зерен встречаются от мелко- до крупнообломочных, величина зерен в отдельных слоях достигает 2 см. В результате выветривания в песчаниках отмечается шаровая отдельность (фиг. 19). Часто в массе песчаников наблюдаются тонкосекущие прожилки кальцита.

Материал разнообразный; встречаются и осколки вулканического стекла (фиг. 20). Характерной особенностью пород описываемой толщи является постоянное присутствие в них разных количеств зерен кварца, которое свидетельствует о том, что размыву подвергались кварцсодержащие интрузивные и эффузивные породы.

### **ВЕРХНЕЮРСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ**

Верхнеюрские образования развиты на восточном и юго-восточном склонах горы Лалвар, откуда они протягиваются на восток и слагают значительное пространство между рр. Учкилиса и Бануш, в основном в районах сел Шамлуг и Ахтала.

### **Свита келловейских туфопесчаников**

Слагающие эту свиту породы по своему литологическому составу не являются однородными. Туфогенный материал является постоянным спутником в качестве примеси в описываемых породах. По окраске, величине зерен и составу можно выделить несколько разновидностей. Цвет пород колеблется от серо-зеленого с желтоватым оттенком до фиолетового. По величине зерен можно встретить все переходные разновидности — от плотных алевролитовых через мелкозернистые до среднезернистых с размером отдельных зерен в несколько миллиметров. Переходы между этими разновидностями постепенные как по простиранию, так и по мощности.

Микроскопически описываемые туфопесчаники в основном состоят из угловатых или слегка окатанных зерен, представленных плагиоклазом, уралитовой роговой обманкой, кварцем, кальцитом, обломками глинистого вещества и изредка эпидотом (фиг. 21). Иногда в незначительном количестве встречаются мелкие окатанные обломки порфиринов и чешуйки хлорита.



Фиг. 21. Туфопесчаник. Гора Лалвар. Увел. 72, николи ||

### **Оксфордская вулканогенная толща**

Оксфорд здесь представлен двумя основными свитами — а) авгитовыми порфиритами с пропластками туфоосадочных образований, местами перекрывающимися пирокластическими и туфогенно-осадочными образованиями, сложенными вулканическими брекчиями и туфами пироксеновых порфиритов, а также довольно многочисленными прослоями зернистых туфогенных песчаников и б) залегающими на них фиолетовыми плотными «звонкими» туфами.

#### *Свита пироксеновых порфиритов*

В петрографическом отношении порфириты этой толщи представляют собой сравнительно редкий тип в группе порфиритов. Они отличаются присутствием порфировых выделений пироксена наряду с плагиоклазом<sup>1</sup>.

Макроскопически порфириты характеризуются серо-фиолетовым и иногда зеленоватым цветом. Сложение плотное, иногда с миндалекаменной текстурой.

<sup>1</sup> Описываемые авгитовые порфириты соответствуют андезитовидным порфиритам Н. Морозова.

Основная масса состоит из беспорядочно расположенных мелких микролитов плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены хлоритом, пелитовым веществом и мелкой сыпью рудного минерала.

Иногда в основной массе наблюдаются многочисленные миндалины диаметром 0,6—2,5 мм, заполненные кремнеземом или светло-зеленоватым хлоритом и очень редко кальцитом. Стенки миндалин сложены кремнем, пропитанным глинистым материалом.

Вкрапленники представлены плагиоклазом (андезин-лабрадор) и пироксеном, количество их обычно составляет около 25% объема пород, однако в отдельных случаях достигает до 45—50%.

Пироксен по количеству уступает плагиоклазу, представлен почти бесцветными, короткопризматическими зернами диаллага (авгита), сильно деформированными и хлоритизированными. Угол угасания  $c : Ng = 52^\circ$ ,  $Ng - Np = 0,022$ .

Химический состав оксфордских порфиритов приведен в табл. 5.

В толще этих пород довольно большое развитие имеют лавобрекчии плагиоклазовых порфиритов. По внешнему виду лавобрекчии представляют собой плотные, часто миндалевидные образования. Окраска их темная (от темно-зеленого до фиолетового цвета). Размер обломков от 3 до 15 см, преобладающий размер 3—5 см. Количество резко варьирует от 30—70%. Основной минералогический состав как вкрапленников, так и основной массы — плагиоклаз.

В восточной части горы Лалвар оксфордская толща прорывается штоком гранитоидных пород, образовав в зоне контакта вторичные кварциты с содержанием редко распространенного минерала — дюмортьерита. Это пока единственное поле распространения вторичных кварцитов в Северной Армении, которое насыщено дюмортьеритом.

Генезис дюмортьерита, обнаруженного только в одном локализованном участке, Э. Г. Малхасян (1962) объясняет более поздним проникновением из магмы борной кислоты, которая в условиях давления и медленного охлаждения частично преобразовала силлиманит в дюмортьерит. Предположение, что первоисточник бора для образования дюмортьерита мог находиться во вмещающих породах, отпадает, так как последние представлены вулканогенными образованиями, и даже спектроскопически в них бор не отмечен. Не исключается возможность, что привнос бора из магмы связан с захватом бора из боковых пород осадочного происхождения из глубоких горизонтов и переносом его магматическим расплавом гранитоидного состава.

#### *Горизонт фиолетовых туфов*

Разрез юрских отложений завершается фиолетовыми «звонками» туфами, развитыми в юго-восточном и восточном склонах горы Лалвар. Мощность этого горизонта 40—60 м.

Таблица 5

## Химический состав оксфордских порфиритов

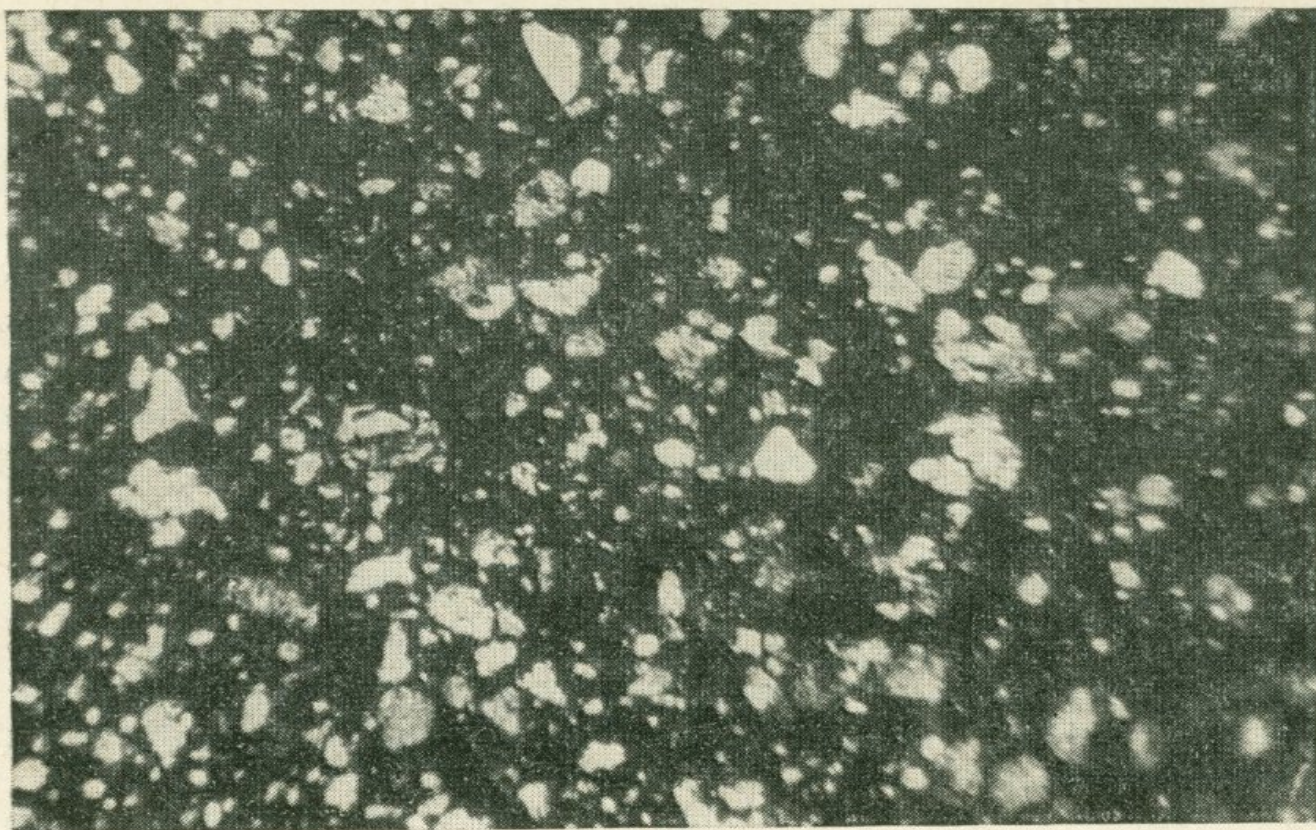
№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П. л. п.	Сумма
179	47,96	0,92	18,8	5,52	4,41	0,1	6,06	9,43	2,54	2,79	0,32	2,60	100,84
195	60,65	0,49	18,95	4,64	2,00	0,19	3,21	0,59	7,34	0,25	0,30	2,05	100,66

## Числовые характеристики указанных порфиритов, по А. Н. Заварицкому

№ обр.	a	c	b	S	a'	c'	f'	m'	n	t	J	Q
179	11,16	2,83	22,33	63,54	—	39,43	47,18	52,82	57,04	1,36	24,72	-2,0
195	15,6	0,7	17,9	65,8	39,2	—	32,2	28,6	98,3	0,6	21,0	0,3

Образцы взяты: № 179 в 1 км СЗ уроч. Жанк (мандельштейновая разновидность), № 195 на ЮВ склоне горы Шахтакт.

Анализы произведены в ИГН АН Арм. ССР аналитиками В. А. Бабалян и З. Ш. Гаспарян.



Фиг. 22. Фиолетовый туф горы Лалвар. Увел. 72, николи ||

Эти оригинальные пирокластические породы имеют очень плотное сложение с гладкой поверхностью и раковистым изломом, при ударе молотком издают звонкий звук, откуда и получили свое название «звонкие» туфы. Окраска породы фиолетовая. Структура породы кристаллокластическая, алевропсаммитовая. Порода состоит из кластического материала, т. е. обломков кристаллов и эффузивных пород и связующего их цемента (фиг. 22).

Кластический материал почти не окатан, обладает неправильными и угловатыми формами диаметром от 0,05 до 1,0 мм. Обломки пород значительно, либо большинство из них нацело разрушены, поэтому петрографический состав их определить почти невозможно. Судя по микроструктурам, это главным образом расстеклованные кислые эффузивные породы.

Обломки кристаллов встречаются реже, представлены они слегка измененными полевыми шпатами и зернами водяно-прозрачного кварца.

Цемент породы представляет собой вулканогенный материал микрофельзитового характера в значительной степени перекристаллизованный. Отчасти перекристаллизации подверглись полевошпатовые зерна, в результате чего последние сливаются с массой цемента. В массе цемента наблюдаются пластиночки и чешуйки хлорита, а местами пятнистые скопления гидроокис-

лов железа. По объемному количеству цемент уступает кластическому материалу.

Химический состав лаварского туфа приведен в табл. 6.

### Образования субвулканической фации

В юрское время в пределах Алавердского рудного района, помимо проявления интенсивной эффузивной вулканической деятельности, имело место появление многочисленных и разнообразных по составу и условиям залегания субвулканических образований, играющих существенную роль в геологическом строении этой области.

#### *Кварцевые плагиопорфиры*

Эти породы обладают светло-зеленовато-серой или серой окраской с довольно отчетливым порфировым строением, обусловленным наличием в мелкозернистой основной массе крупных вкрапленников кварца и плагиоклаза.

Микроскопическое изучение кварцевых плагиопорфиров обнаруживает присутствие в них плагиоклаза (олигоклаз-андезин), кварца, редко ортоклаза, серицита, каолинита, эпидота, хлорита, кальцита, альбита и лимонита. Наличие фенокристаллов кварца и плагиоклаза обуславливает порфировое строение породы (фиг. 23). Основная масса аллотриоморфно-тонкозернистая, состоящая из кварца полевошпатового агрегата, размерами зерен 0,01—0,03 мм.

Крупные фенокристаллы водяно-прозрачного кварца корродированы и раздроблены с последующим выполнением трещин пелит-карбонатным веществом (фиг. 24). Количество вкрапленников кварца составляет 20—25% объема породы. Кварц нередко является преобладающим в составе вкрапленников, обладая неправильной, иногда изометричной формой с оплавленными краями. Размеры их колеблются от 0,02 до 3 мм. Макроскопически отмечаются выделения кварца и более крупных размеров (до 1 см). В основной массе кварц нередко образует скопления. Иногда вокруг кварца отмечаются оторочки, представленные рудным минералом. Вторичный кварц с неравномерными очертаниями и волнистым угасанием часто встречается в основной массе или проникает по трещинам, выполняя их неравномерно зернистым агрегатом. Плагиоклаз, представленный призматическими кристаллами величиною от 0,6 до 3,6 мм, замещен вторичными минералами — серицитом, альбитом и кальцитом.

Приведенные данные свидетельствуют о значительной близости кварцевых порфиров правого берега р. Дебед, жильных кварцевых порфиров и кварцевых порфиров Ахтальского месторождения.

## Химический состав лаварского туфа

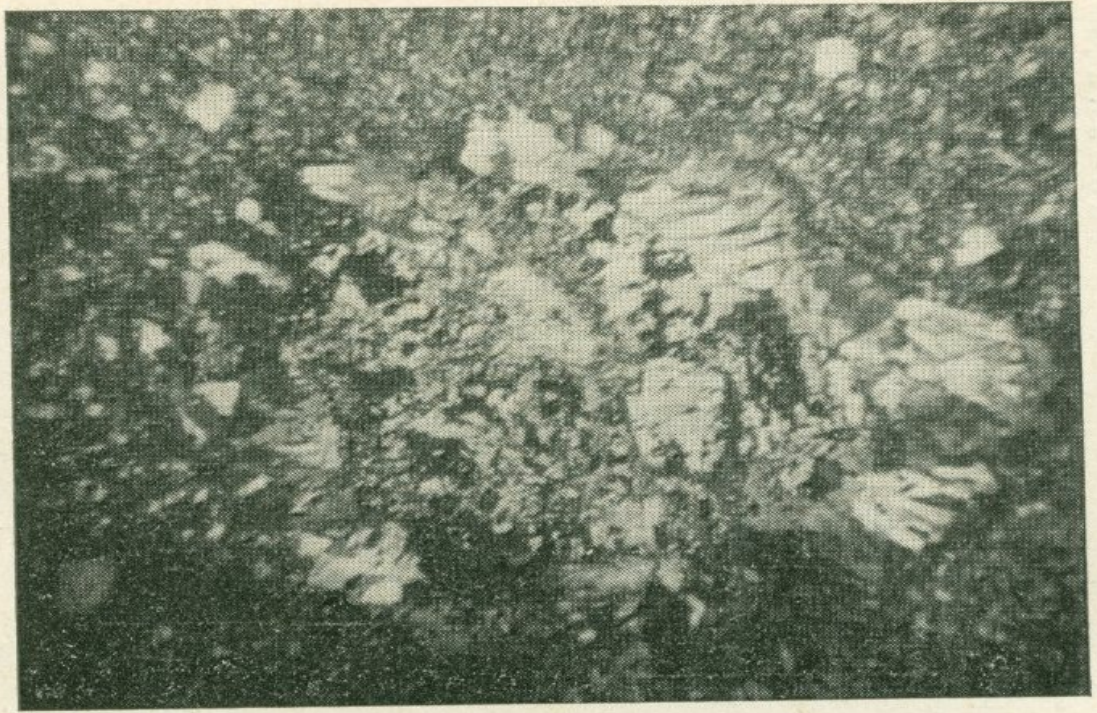
№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	Сумма
188	61,90	0,92	17,24	8,46	1,03	0,07	2,44	1,31	1,70	3,14	0,26	2,42	100,89

## Числовые характеристики лаварского туфа, по А. Н. Заварицкому

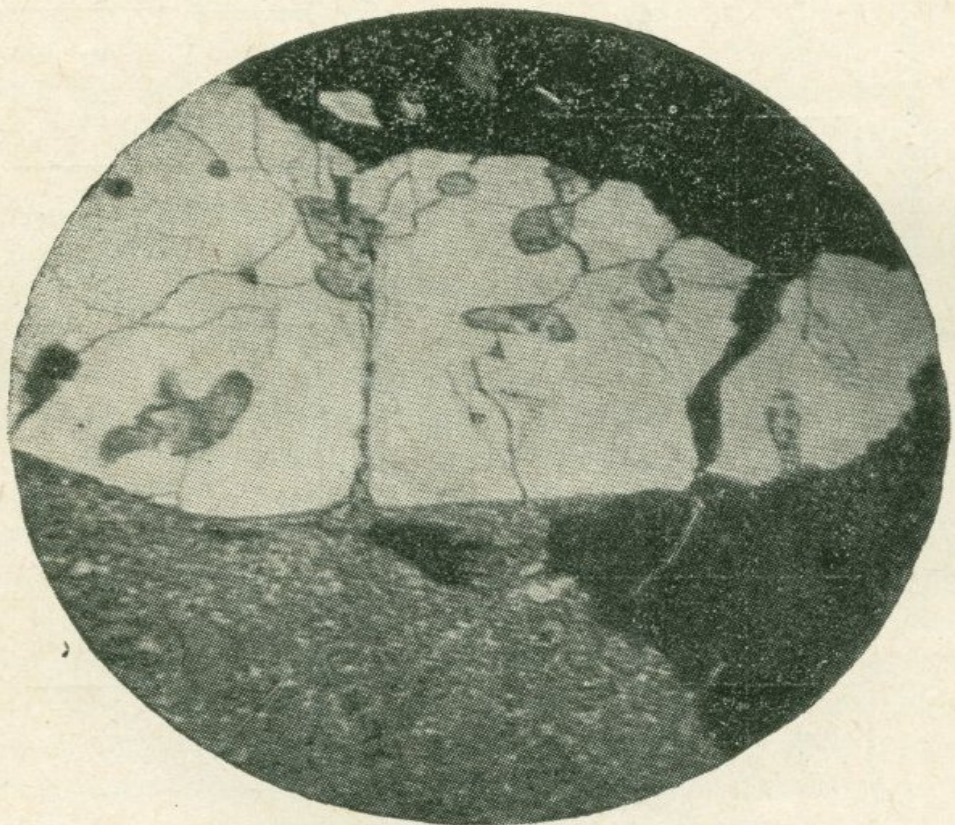
<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>S</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>n</i>	<i>r</i>	<i>J</i>	<i>Q</i>	$\frac{a}{c}$
7,83	1,50	22,65	68,01	47,84	34,07	17,29	45,0	1,06	30,55	18,87	5,2

Образец взят в верховьях р. Горух.

Анализ произведен в ИГН АН Арм. ССР аналитиком В. А. Бабаян.



Фиг. 23. Кварцевый плагпорфир с мелкокристаллической основной массой. Гора Лалвар. Увел. 40, николи +



Фиг. 24. Корродированный вкрапленник кварца из кварцевого плагпорфира. Кафан. Увел. 64, николи +



Все они, несмотря на некоторые различия в химизме, близки между собой и, по-видимому, представляют продукты одного магматического очага, который действовал в среднеюрское, точнее — доверхнебайосское время. Магма эта характеризовалась насыщенностью кремнеземом, относительно слабой насыщенностью щелочами и основаниями, умеренной насыщенностью глиноземом.

Натровый характер магмы определяет кристаллизацию в полевошпатовой части кислого плагиоклаза, возможно, частично, калийсодержащего (точных определений не имеется из-за сильной измененности полевошпатовых фенокристов). В соответствии с этим преобладающий тип порфира может быть отнесен к «платиопорфиру», в свое время предложенному для аналогичных пород А. Н. Заварицким (1926) и позднее Ш. А. Азизбековым (1947) для кварцевых порфиров азербайджанской части Малого Кавказа.

Таким образом, кислый состав описываемых образований, существенно натриевый характер, наличие плагиоклаза состава олигоклаз-андезин, отсутствие или редкость фенокристов калишпата позволяют породы указанных образований Алавердского рудного района отнести к кварцевым плагиопорфирам<sup>1</sup>.

### *Альбитофиры и кварцевые альбитофиры*

Макроскопически альбитофиры представляют собой порфировые или мелкозернистые, иногда очень плотные и крепкие породы розового или светло-серого цвета с желтоватым и фиолетовым оттенком.

По минералогическому составу альбитофиры разных выходов варьируют от кварцевых, притом весьма богатых фенокристами кварца, до бескварцевых, в которых кварц присутствует в том или ином количестве только в основной массе.

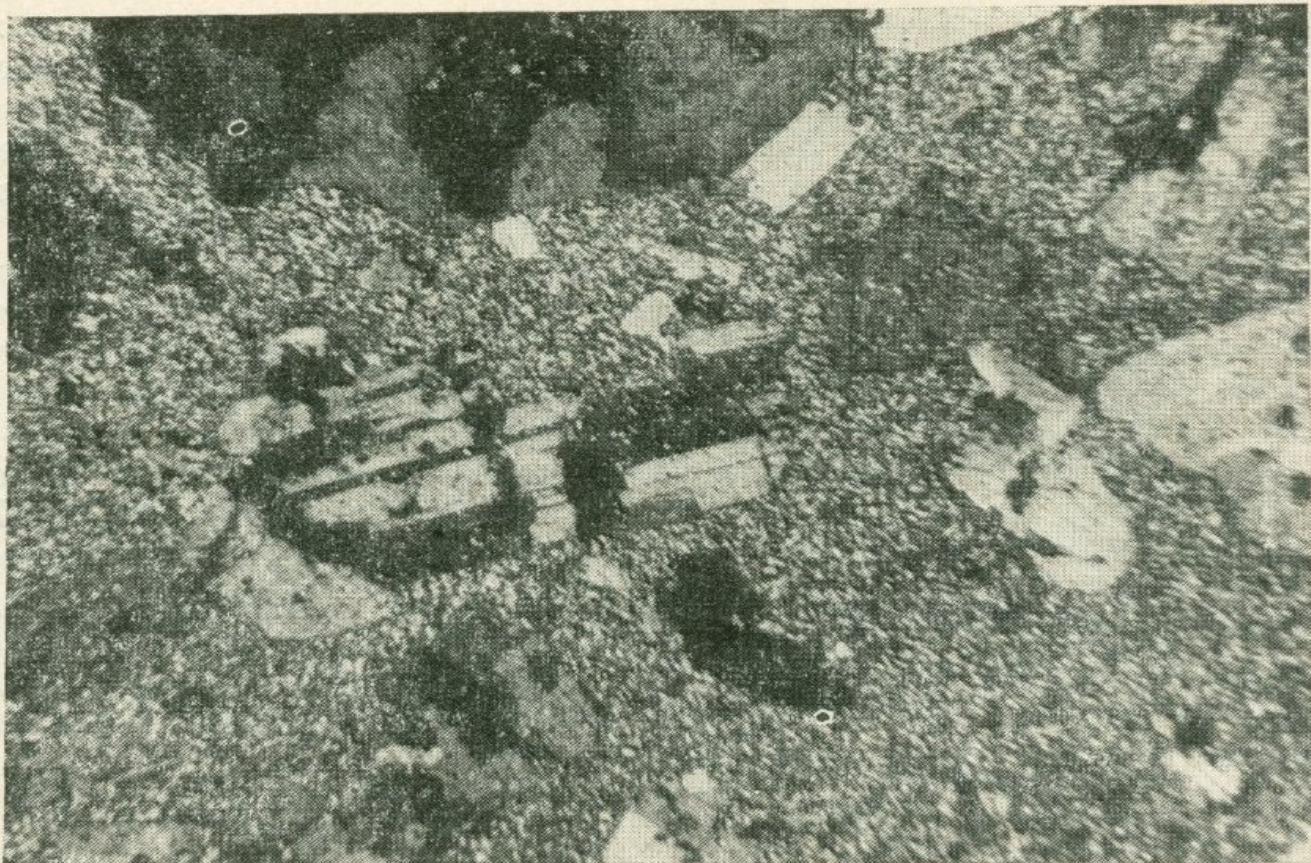
Под микроскопом описываемые породы обладают отчетливо выраженной порфировой структурой (фиг. 25). Структура основной массы аллотриоморфнозернистая, микропойкилитовая, реже сферолитовая.

Вкрапленники представлены таблитчатыми кристаллами альбита и корродированными зернами кварца.

Плагиоклаз образован короткопризматическими зернами с притупленными или неровными краями размером от 0,3 до 1,5 мм. Фенокристаллы плагиоклаза обычно умеренно пелитизированы и серицитизированы. В отдельных шлифах они изменены настолько сильно, что о первоначальной их природе можно судить лишь по вторичным продуктам изменения.

Измерения констант сравнительно свежих кристаллов плагиоклаза на федоровском столике позволили установить их принад-

<sup>1</sup> Н. Р. Азарян (1959) описываемые кислые породы неправильно относит к кварцевым порфиритам.



Фиг. 25. Альбитофир. Кафан. Увел. 72, николи +

лежность к альбиту ( $2V = 78^\circ$ ,  $Ng = 12^\circ$ ,  $Nm = 82^\circ$ ,  $Np = 84^\circ$ ,  $Ng = 14^\circ$ ,  $Nm = 76^\circ$ ,  $Np = 90!$ );  $Ng - Np = 0,003$ ); показатель преломления меньше канадского бальзама.

Иногда порфировые вкрапленники альбита совершенно разложены и наблюдаются только контуры их, заполненные кварцем, серицитом и кальцитом.

Кварц водяно-прозрачный, представлен крупными (до 2,4 мм) зернами округлой и неправильной формы. Большинство зерен корродированы. В некоторых шлифах наблюдаются сферолитовые образования вторичного кварца радиальнолучистого строения. В количественном отношении кварц уступает плагиоклазу. Иногда альбит и кварц продолжают удлинёнными микролитами альбита, имеющими пойкилитовый характер.

Основная масса породы представлена аллотриоморфно тонкозернистым агрегатом кварц-полевошпатового состава. В химическом отношении альбитофиры северной и южной Армении близки и характеризуются высоким содержанием  $SiO_2$  (71—82%) и преобладанием (хотя и не резким)  $Na_2O$  над  $K_2O$ .

Альбитофиры представлены в двух фациях — эффузивной и субвулканической<sup>1</sup>. В соответствии с этим находятся и их формы

<sup>1</sup> С. И. Баласаняном (1956<sub>1</sub>) кварцевые альбитофиры и альбитофиры Северной Армении в фациальном отношении относятся к гипабиссальным образованиям.

залегания. Эффузивные альбитофиры представлены небольшими (первые сотни метров) покровами, мощность которых не превышает 100 м.

Альбитофиры субвулканической фации представлены куполовидными массивами, дайками и межпластовыми интрузиями (силлами). Размеры куполовидных массивов колеблются от нескольких сотен метров до первых десятков квадратных километров. В плане эти массивы обычно имеют неправильную, часто вытянутую в направлении контролирующего разлома форму с многочисленными дайкообразными выступами и углублениями, в результате чего они иногда захватывают крупные ксенолиты вмещающих пород. Кроме того, в ряде случаев в приконтактной части массива можно наблюдать мелкие ксенолиты вмещающих пород, которые нередко сохраняют свои элементы залегания.

Контакты субвулканических тел с вмещающими породами обычно крутые и резкие. Контактное воздействие на вмещающие породы слабое и обычно выражено зоной ороговикования.

Описываемые субвулканические образования в большинстве случаев сложены монолитными альбитофирами, но в отдельных случаях, особенно в приконтактной части, они состоят из обломков альбитофиров, чаще угловатой формы, сцементированных теми же альбитофирами. В последних иногда наблюдается флюидальная текстура, в общем параллельная главному контакту. Обломки резко преобладают над цементом и нередко соприкасаются друг с другом. Размеры их достигают 20—30 см.

Наличие ксенолитов вмещающих пород, сохранивших свои элементы залегания, свидетельствует о большой вязкости магмы и ее медленном спокойном внедрении. Вероятно, магма выжималась медленно и в силу большой вязкости не растекалась, затвердевала на месте.

Межпластовые интрузии (силлы) альбитофиров имеют небольшую мощность и так же, как и субвулканические тела, оказывают очень незначительное контактное воздействие.

Дайки кварцевых альбитофиров распространены менее широко, чем купола. Мощность их не превышает несколько метров при видимой протяженности от первых десятков до первых сотен метров. Очень часто они бывают связаны с куполами, представляя пальцеобразные выступы последних.

Эффузивные покровы альбитофиров имеют очень ограниченное развитие, причину чего следует искать в большой вязкости магмы, что исключало возможность ее широкого растекания. Такое мнение подтверждается также пространственной близостью субвулканических образований и эффузий альбитофиров.

Все эти данные однозначно свидетельствуют о близповерхностном, субвулканическом, а не гипабиссальном формировании юрских альбитофировых образований Армении.

## Субвулканические диабазовые, диорит-порфиритовые и гранодиорит-порфировые образования

**Диабазы.** Широкий ряд составляют тела диабазового состава — от габбро-диабазов до диабазовых порфиритов. Они констатированы у Капитальной штольни Шамлугского месторождения, в ущелье р. Учкилиса, в районе сел. Бендик и др.

Под микроскопом фенокристаллы пород, представленные плагиоклазом, сильно изменены — сосюритизированы и карбонатизированы, а пироксен хлоритизирован. Свежие включения встречаются редко. Плагиоклаз представлен кристаллами величиною до 1—1,5 мм и принадлежит к лабрадору (№ 52—57), иногда он замещается альбитом; пироксен принадлежит диопсиду. Основная масса диабазов состоит из лейсточек сосюритизированного плагиоклаза, хлоритизированного пироксена и мелких распыленных зерен рудного минерала — пирита и магнетита.

Контактовое воздействие диабазов на вмещающие породы небольшое и выражается слабым ороговикованием вмещающих туфоосадочных и частично вулканогенных пород. ореол контактовых изменений составляет не больше одного метра.

Габбро-диабазы полностью бывают охвачены гидротермальными процессами и подвергнуты резкому изменению. Это обстоятельство дает нам повод предполагать древнее, мезозойское происхождение габбро-диабазов, связанное с эпохой, предшествовавшей процессам рудообразования<sup>1</sup>.

**Диорит-порфириты.** Эта группа субвулканических образований в Алвердском рудном районе развита гораздо больше, чем предыдущая. Ими сложены тела между селами Нижняя и Верхняя Ахтала, высотой Таш-баш, в Шахтахтской толще ряд выходов, в том числе выход, обладающий прекрасно выраженной столбчатой отдельностью у пос. Ленрудники, у сел. Акори и др. Размер тел порядка 10 × 10 м. По текстурным особенностям среди них можно отличить тела с плотными и порфировыми сложениями. Иногда в них встречаются миндалинки округлой формы величиною 1—5 мм в диаметре. Контакты резкие, очень часто обладают крутым, почти вертикальным падением.

Структура основной массы — микролитовая. В порфировых разновидностях составляющий фенокристаллы минерал представлен измененным плагиоклазом, иногда пироксеном, который почти всегда бывает замещен хлоритом. Хлорит, образованный по цветным минералам, вследствие ожелезнения имеет буровато-зеленую окраску. Плагиоклаз представлен в двух генерациях как во

<sup>1</sup> Трудami предыдущих исследователей устанавливается также присутствие более молодых субвулканических тел диабазового состава, относящихся к третичному возрасту.

вкрапленниках, так и в основной массе, он представлен андезитом ( $Ng = 19^\circ$ ,  $Nm = 71^\circ$ ,  $Np = 84^\circ$ ); свежих кристаллов сохранилось мало.

В отдельных выходах (около скалы Броненосец) породы приобретают более кислый характер, отвечая андезито-дацитовому составу.

Породы кератофирового горизонта в восточном направлении имеют тенденцию не только к фациальному замещению их породами андезито-дацитового состава, но и к их выклиниванию. Осмотр скалы Броненосец, сложенной фиолетово-серыми андезито-дацитовыми породами с прекрасно выраженной шестигранной столбчатой отдельностью, показывает, что данный выход не представляет собою часть кератофирового горизонта, а является самостоятельным субвулканическим образованием с довольно морфологически сложными рвуцами или согласными общему падению интродуцированных толщ контактами. Другое аналогичное субвулканическое тело было обнаружено в 300 м к севернее скалы Броненосец, где это тело интродуцировало в туфогенные песчаники, образовав мощные межпластовые образования.

**Гранодиорит-порфиры, андезито-дациты.** Субвулканические образования более кислого состава — гранодиорит-порфиры (иногда имеющие облик андезито-дацитов), констатированы восточнее сел Верхняя Ахтала, Акори, Авги. Выходы имеют штокообразную форму, они прорывают в основном толщу зеленокаменных пород.

По внешнему виду указанные породы характеризуются мелкозернистой структурой, от серо-розоватого и светло-розоватого до светло-серого и серого цвета.

Минералогический состав — плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, моноклинный пироксен, апатит, магнетит; вторично образованные минералы представлены хлоритом, серицитом.

Плагиоклаз представлен как крупными порфировыми, так и сравнительно мелкими призматическими кристаллами. По составу он принадлежит к олигоклаз-андезину (№ 30—44). Плагиоклаз частично изменен — пелитизирован и серицитизирован.

Калиевый полевой шпат представлен пелитизированными кристаллами, имеющими следующие оптические константы: —  $2V = 38^\circ$ ,  $\perp (001)$   $Ng = 89,5^\circ$ ,  $Nm = 6^\circ$ ,  $Np = 84^\circ$  и принадлежит к ортоклазу.

Кварц встречается в виде мелких зерен неправильной формы. Он образует также гранофировые срастания с калиевым полевым шпатом.

Пироксен в породах или сохранен частично, или полностью замещен бледно-зеленым хлоритом. Сохранившиеся кристаллы пироксена принадлежат к авгиту.

Встречаются иголки апатита и идиоморфные кристаллы магнетита.

Химический состав субвулканических образований Алавердского рудного района Таблица 7

№ п./п.	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	п. п.п.	Сумма	Порода	Место взятия образца
1	27	61,94	0,60	12,95	2,14	6,18	0,13	3,39	3,99	1,94	1,35	0,38	5,36	100,41	Диабазовый порфирит	Шамлугское месторождение около Капитальной штольни
2	114	53,10	0,73	14,74	3,42	6,40	0,21	3,63	5,16	3,50	1,52	0,45	6,79	99,95	Диорит-порфирит	Вершина Таш-баш (Бендик)
3	93	46,77	1,72	18,45	4,14	7,87	0,25	5,40	4,43	4,86	0,92	0,33	5,85	100,98	Плагиоклазовый порфирит	Южная окраина сел. Верхняя Ахтала
4	101	69,93	0,42	13,44	3,32	1,06	0,07	0,82	1,72	4,40	2,26	0,20	2,46	100,10	Плагиоклазовый порфирит	Западная часть скалы Броненосец
5	252	63,02	0,50	15,02	2,49	3,09	0,07	3,44	2,83	1,67	5,63	0,32	2,40	100,48	Андезито-дацит	1 км севернее сел. Акори
6	242	66,50	0,44	15,57	0,89	3,23	0,07	1,43	2,97	4,96	1,69	0,20	2,20	100,15	Андезито-дацит	Восточнее сел. Верхняя Ахтала на дор. Ахтала-Шамлуг

Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ п. п.	a	c	b	S	f'	m'	c'	a'	n	t	J	Q
1	6,48	5,04	13,54	74,86	54,25	44,67	—	1,12	68,88	0,77	7,44	29,80
2	10,64	5,32	18,03	65,26	54,88	36,47	8,61	—	77,78	1,01	17,21	4,67
3	13,62	5,64	22,12	58,61	55,11	44,73	0,33	—	83,87	1,62	13,91	-5,65
4	12,85	2,71	6,02	79,09	64,04	21,35	—	13,48	59,55	0,43	47,19	29,09
5	11,78	3,42	12,52	72,26	41,53	46,44	—	12,02	31,39	0,57	17,54	17,56
6	13,36	3,61	7,22	75,87	63,21	33,02	—	3,77	81,68	0,9	11,33	21,35

Все анализы производились в лаборатории ИГН АН Арм. ССР, аналитик В. А. Бабаян; автор Э. Р. Мелкусян

Андезито-дациты характеризуются порфировой структурой с полнокристаллической структурой основной массы. Основная масса представлена игольчато-тонкими микролитами известковисто-натриевого полевого шпата, обнаруживающими ориентированное расположение. В промежутках между ними развиты аллотриоморфные зерна кварца и калиевого полевого шпата, причем местами наблюдаются участки с микропойкилитовой структурой. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, псевдоморфозами хлорита по цветному минералу и кварцем.

Плагиоклаз представлен широко- и короткопризматическими зернами размером до 2,5 мм. Минерал полностью покрыт смесью серицита с пелитом и частично кальцитом. Судя по показателю преломления, можно полагать, что плагиоклаз имеет кислый состав альбит-олигоклаза.

Кварц встречается единично, водяно-прозрачный, образован более или менее изометричными зернами характера микровкрапленников, размером не более 0,5 мм.

Химический состав субвулканических пород приведен в табл. 7.

### Основные черты истории геологического развития Алавердского рудного района

Начало юрского периода знаменуется формированием толщи зеленокаменных пород, что является одновременно началом вулканической деятельности этой области. Спокойное и медленное излияние порфиритовых лав чередуется с бурным извержением их пирокластических аналогов. Излияние лавовой массы и отложение пирокластических пород весьма вероятно происходило в морских условиях, на что указывает присутствие среди них прослоев туфогенных песчаников и слоистых туфов, с одной стороны, и образование такситовых пород, т. е. псевдобрекчии эпидозитового состава — с другой.

Процесс формирования зеленокаменной толщи довольно длительный. Если первые члены зеленокаменной толщи представлены порфирами более основного состава, приближающимися к диабазовому ряду, затем сменяющимися нормальными породами среднего состава, которые в значительной степени доминируют, то в верхах этой толщи среди пирокластических образований мы имеем обломки и втеки более кислого состава, отвечающие дацитовому порфириту. Появление пород более кислого состава объясняется локальной дифференциацией остаточного магматического расплава, давшего небольшие покровы кварцевых плагиопорфиров.

Отсутствие определенной закономерности в распределении отдельных разновидностей пород, слагающих эту толщу, и непо-

стоянство последней указывают на существование не одного, а нескольких вулканических кратеров, действовавших на сравнительно небольшой территории, а это все приводит к мысли, что вулканическая деятельность этой области в указанное время соответствовала ареальному типу извержения.

Извержением пирокластических пород завершается первый этап мощного вулканического цикла. Наступает небольшое угасание вулканической деятельности. С этого этапа изменяется направленность колебательных движений на этом участке земной коры, отмечается постепенное воздымание области. Это подтверждается также наличием следов динамометаморфизма в пирокластических образованиях зеленокаменной толщи, свидетельствующие о некоторых складкообразовательных движениях в указанное время.

После некоторого перерыва вновь начинается излияние уже дифференцированной до кислого состава магмы, давшей породы кератофирового и кварц-плагиопорфирового состава, соответственно образуя так называемый «рудоносный горизонт» и субвулканические тела правого берега р. Дебед. Излияние кислой лавы сменяется извержением взрывного характера, образуя вулканические брекчии, туфы и пирокластические породы преимущественно дацитового состава, являющиеся крайними членами дифференцированного ряда. Этим завершается первый цикл вулканической деятельности.

Условия залегания кварц-плагиопорфировых и некоторых кератофировых образований и их брекчиевидное строение указывают на формирование этих образований в близповерхностных условиях. Здесь в районе распространения кератофировых пород уже можно наблюдать отчетливые центры — вулканические аппараты извержения кислой лавы. Формирование кератофирового горизонта, в отличие от кварцевых плагиопорфиров, наподобие вышеописанных пород зеленокаменной толщи, происходило в прибрежных условиях, в обстановке быстрых и резких колебаний земной коры. Об этом свидетельствует трансгрессивное залегание кератофиров на породах толщи зеленокаменных пород и аналогичное, трансгрессивное залегание на них лежащих выше отложений.

По наблюдениям П. Ф. Сопко, известковистые песчаники, подстилающие алавердскую свиту и слагающие здесь верхнюю часть кератофирового горизонта, нередко содержат гальки кератофиров и зерна входящих в их состав минералов. Это свидетельствует о том, что сразу после излияния кератофиров и их пирокластические разновидности подвергаются эрозии.

С завершением первого цикла вулканической деятельности наступает некоторый покой. На значительной территории господствуют морские условия. В восточной части района происходит постепенное накопление и формирование свиты туфогенных пес-



чаников (алавердская свита), представленной терригенными осадочными материалами и в основном песчаниками.

Судя по наличию растительных остатков и окаменелых деревьев в образованиях этой свиты можно допустить, что морской бассейн был неглубоким, а присутствие конгломератов в туфопесчаниках указывает на местный размыв сформированных осадков. Наличие кораллов в осадках говорит о теплом режиме морского бассейна.

В западной части одновременно с осадконакоплением в морских условиях продолжает развиваться вулканическая деятельность, давая начало формированию вулканогенно-осадочной толщи (шахтахтской). Этот участок земной коры в течение байоса и бата отличается сильной неустойчивостью, что обуславливает одновременность вулканической деятельности и процессов седиментации, а иногда и размыва. Образование вулканогенно-осадочной толщи обусловлено действием большого количества паразитических конусов, которые то оставались под водой, в дальнейшем подвергаясь эрозии и образуя терригенные продукты, то сохранялись в виде отдельных некков, представляя каналы соответствующих аппаратов. По петрографическому и химическому составу продукты вулканогенно-осадочной толщи (шахтахтской) очень близки, что свидетельствует об их образовании в течение небольшого времени, за которое дифференциация вулканического очага не смогла продвинуться далеко. Только в верхних горизонтах вулканогенно-осадочной толщи мы встречаем продукты более кислого состава, представленные вулканическими брекчиями и туфами дацитовых порфиритов, занимающих ограниченные площади. Расслоенность последних, иногда хорошая окатанность породообразующих минералов, а также следы морской фауны свидетельствуют о продолжении режима типично морских условий, а присутствие отдельных горизонтов терригенных пород в составе «шахтахтской» толщи указывает на кратковременные затухания вулканической деятельности.

В конце формирования вулканогенно-осадочной толщи происходит усиление вулканической деятельности. Продукты этого нового вулканического цикла располагаются местами трансгрессивно на «шахтахтскую» и «алавердскую» толщи. Первоначально этот новый этап вулканической деятельности характеризуется взрывным характером, образуя пирокластические продукты, только изредка давая небольшие излияния пироксеновых порфиритов, а затем интенсивность вулканической деятельности усиливается, давая мощные покровы лав среднего и средне-основного состава, которые опять в процессе затухания вулканической деятельности приобретают взрывной характер, образуя пирокластические материалы, по составу близкие к первым аналогичным образованиям.

Таким образом, новый цикл вулканической деятельности, образующий вулканогенно-осадочный и лежащий выше сложный

комплекс, не является нормальным в смысле обычного хода дифференциации магматического очага. После затухания вулканической деятельности рассматриваемый район испытывает постепенное погружение, в результате чего образуются мощные толщи осадочных пород, представленных песчаниками и грубо-обломочным материалом, указывающие на глубокий характер моря.

Юрский этап вулканизма завершается внедрением больших массивов альбитофиров, являющихся крайними кислыми членами дифференцированного магматического очага.

Таким образом, обращая внимание на эволюцию магмы, обнаруживаем определенную общую направленность магматизма, выражающуюся в постепенном повышении кислотности пород, однако в этом длительном процессе вулканической деятельности отмечается некоторая цикличность петрохимических изменений магматической деятельности, вызванная процессами локальной дифференциации в пределах отдельных небольших участков.

## ГЕОЛОГИЯ ЮРСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ШАМШАДИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Область массового распространения юрских вулканогенных образований в северо-восточной Армении (Шамшадинский административный район) охватывает в географическом смысле большой участок северного склона Мургузского хребта и бассейнов рек Агстев, Навур, Ахум, Тауз, Хндзорут. Это область преимущественного развития лавовых излияний и пирокластических отложений — производных кислой магмы, относящихся к низам доггера и в меньшей степени — область основных излияний нижней и верхней юры.

Шамшадинский, а также Алавердский районы развития вулканогенной юры входят в состав Сомхето-Карабахской мегаантиклинальной (по А. Т. Асланяну, 1958) зоны, сложенной дислоцированными мезозойскими и кайнозойскими вулканогенно-осадочными отложениями, подстилаемыми эопалеозойским метаморфическим субстратом. В более узком смысле вулканогенные отложения юры локализуются здесь в зоне Шамшадинского антиклинория, точнее в его северной, полого погружающейся к северу моноклинали субширотного простирания. Вулканическая деятельность мезозоя (юра — нижний мел) была тесно связана здесь с эпохой общего погружения, сопровождающегося частичными поднятиями, в пределах соответствующей эвгеосинклинали.

В стратиграфическом отношении вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения этого района изучены в общем значительно менее подробно, чем это имеет место в рудоносных Алавердском и Кафанском районах, для которых имеются данные крупномасштабных геологических съемок, результаты глубокого разведочного бурения и т. п. Поэтому стратиграфический разрез юры здесь не разработан с такой полнотой, как в указанных районах, а некоторые вопросы нуждаются, несомненно, еще в дальнейшем изучении. Последнее относится, например, к верхней вулканогенной толще, относимой, по данным армянских геологов, к оксфорду, а по данным геологических съемок на прилегающих территориях Азербайджана — частично к нижней юре.

Согласно А. С. Асланяну (1958), общий стратиграфический разрез юры для Шамшадинского района рисуется в следующем виде (снизу вверх).

I<sub>1</sub> — нижний и средний лейас (по другим авторам — нижний байос). Песчанико-сланцевые отложения с прослоями

и горизонтами основных порфиров и их пирокластолитов. Мощность для данного района не указана: в соседнем районе Азербайджана она составляет (по Р. Н. Абдуллаеву) около 1600 м.

$I_2^{bj}$  — средний байос. Кварцевые плагиопорфиры; эффузивные и пирокластические образования, экструзии. Мощность уменьшается с востока (900 м, а по другим авторам 450—500 м) на запад (до единиц метров).

$I_2^{bt}$  — бат. Маломощные горизонты алевролитов, песчаников. Для прилегающих районов Азербайджана характерно присутствие в этой толще основных порфиров и пирокластолитов. Мощность до 200 м.

$I_3^{kel}$  — келловей. Пиритоносные глинистые сланцы, песчаники и туфопесчаники. В основании — базальный конгломерат с галькой кварцевых порфиров. Мощность до 200 м.

$I_3^{ox-km}$  — оксфорд — киммеридж (?). Мощная вулканогенная толща, переслаиваемая доломитами и известняками. В верхнем течении р. Хндзурт она, согласно А. Т. Асланяну (1958), расчленяется на две свиты: нижнюю, известково-доломитовую с прослоями туфов и туфобрекчий основного состава и с базальным конгломератом в основании и верхнюю, в составе которой чередуются фиолетовые туфы, туфопесчаники и пироксен-плагиоклазовые порфиры с прослоями известняков и доломитов. Мощность до 1300 м в районе сел. Навур. Согласно М. А. Аракелянцу, в верхах присутствуют прослой диабазовых порфиров.

$I_3^t$  — титон — нижний неокм (?).

Согласно М. А. Аракелянцу и Т. А. Чубаряну, нижняя часть этой толщи (300 м) содержит вулканогенный материал и представляет переслаивание грубых туфобрекчий с порфиритами, при мощности отдельных прослоев до 50 м. Западнее порфиры фациально замещаются пирокластолитами.

Отложения, относимые к нижнему и среднему лейасу (к нижнему байосу по другим авторам), развиты преимущественно в водораздельной части Мургузского хребта, на крайнем юге Шамшадинского района. Они содержат сравнительно небольшое количество вулканогенных горизонтов или прослоев, представленных порфиритами основного состава, подвергнутых зеленокаменному изменению.

Отложения среднего байоса имеют гораздо более широкое распространение. Они представлены в основном мощной толщей кварцевых плагиопорфиров и сопровождающих их пирокластолитов и субвулканических образований. Полоса развития этих отложений протягивается с востока, из пределов Азербайджана в область средних течений рек Хндзурт, Тауш, Ахум и Агстев, уходя далее к западу под покров более молодых отложений Иджеванского хребта. Наибольшую мощность толща имеет в районе

сел. Кирги (долина р. Хндзорут), где составляет около 900 м (по Р. Н. Абдуллаеву, 1963<sub>1</sub> — около 450—500 м).

В разрезе по долине р. Хндзорут среди эффузивов и пирокластолитов этой толщи, образуя с ними местами активный контакт, залегают небольшие интрузивные тела кислого состава, имеющие, вероятно, дотуронский возраст. Они сложены довольно изменчивыми по составу плагиогранитами, гранит-порфирами и кварцевыми диоритами. Небольшие интрузии этих же пород отмечаются и далее к западу по р. Тауш. Эти породы в свою очередь интродированы многочисленными жилами и маломощными дайками аплитов диабазов и порфиритов, соответственно еще более молодого возраста — мелового или третичного (?).

Наиболее полно разрез вулканогенной толщи среднего байоса вскрывается в ущелье р. Хндзорут, на протяжении около 7 км (считая и участок, занятый интрузией гранитоидов). Менее полные разрезы с частичным выпадением отдельных членов вскрываются по долинам рек Тауш, Навур и Агстев.

Приводим более подробную характеристику геологического строения этой толщи, основываясь на данных А. П. Лебедева, по разрезу р. Хндзорут.

Верхние горизонты толщи, обнажающиеся вблизи сел. Кирги, сложены массивными голубовато-серыми порфирами с частыми, но мелкими вкрапленниками кварца (2—3 мм) и менее частыми — плагиоклаза. Последние здесь, как и во всей толще, обычно розоватые или белые, пелитизированные и карбонатизированные.

Такой же характер, в общем, сохраняют порфиры и ниже по данному разрезу, который здесь прослеживается в западном борту ущелья на протяжении нескольких сотен метров по вертикали. Петрографический облик порфиров несколько варьирует главным образом в зависимости от размеров и густоты распределения фенокристов кварца и плагиоклаза и от их количественных соотношений.

Некоторые разности обладают почти афировым типом строения — кварц в них констатируется лишь в мезостазиесе (базокварцевые порфиры). Местами наблюдается грубопослойное чередование порфиров, различающихся по составу и содержанию фенокристов. Такая смена структур наблюдается часто на небольшом пространстве в пределах одного и того же потока.

В этой вулканогенной толще, так же, как в более низких (глубоких) частях описываемого разреза, среди лавовых покровов наблюдаются и экструзивные фации порфиров. Последние представлены дайками и жилами с крутым или вертикальным падением и обычно с небольшой мощностью (1—3 м). Имеются признаки присутствия и более мощных субвулканических тел, о чем можно, в частности, судить по присутствию на некоторых участках разреза отчетливо выраженной флюидалности или микрополосча-

тости в порфирах, падающей под крутыми углами; в этих же участках иногда заметна и трахитоидность в виде субпараллельной ориентировки в расположении вкрапленников кварца и плагиоклаза. Такие участки с вертикальным залеганием флюидалности, как это хорошо показывают наблюдения в некоторых других, детально изученных районах, например в неогеновых липаритах Карпат (Соболев и др., 1955), отвечают в геологическом смысле внутренним участкам крупных крутопадающих экструзивных тел.

Породы экструзий близки как по своему внешнему облику, так и под микроскопом к соответствующим по химизму породам покровов, отличаясь лишь обычно более высокой степенью раскристаллизованности; такова, например, порода из дайки, секущей покровные кварцевые порфиры в районе устья р. Ахинджа-чай, и др.

Далее книзу, по разрезу вулканогенной толщи по долине р. Хндзурут (т. е. в средних и нижних горизонтах толщи байоса) продолжают доминировать серые мелкокварцевые порфиры с отдельными участками более крупнопорфировых и одновременно обычно красноватых (ожелезненных и пелитизированных) разновидностей, а также базокварцевых афировых фельзитов и базокварцевых порфиров. В 2 км выше устья р. Ахинджа-чай среди крупнопорфировых лав встречены участки порфиров флюидалного строения (с вертикальной ориентировкой флюидалности).

В этих же частях разреза встречаются маломощные (обычно менее 10 м) прослои и жилородные тела пирокластов (типа лавобрекчий) и лавовых покровов, содержащих мелкий оскольчатый материал из кварцевых порфиров (обломки кристаллов и основной массы), погруженный в фельзитовую или в туфовую массу.

В низах разреза по р. Хндзурут отмечено присутствие более мощных и более частых прослоев агломератных туфов и туфобрекчий, с размером обломков обычно в пределах 10 см. Некоторые из этих прослоев имеют характер лапиллиевых туфов, в которых на фоне количественно преобладающего пеплового материала выделяются отдельные более крупные обломки или округлые блоки компактной лавы, размером обычно в пределах 3—5 см. В этих обломках среди преобладающего кислого материала встречаются и включения нижнеюрских порфиритов и (еще реже) гранитоидов и алевролитов.

Нижний (южный) контакт порфировой толщи среднего байоса с вулканогенными отложениями лейаса (или нижнего байоса?) закрыт. Прослеживая геологический разрез далее по долине р. Хндзурут к югу, мы встречаем здесь уже в области развития порфиров нижней юры дайку красного кварцевого порфира, 35-метровой мощности с преобладающими фенокристами розовато-

белого альбита и в небольшом количестве пелитизированного ортоклаза.

В разрезе по ущелью р. Тауш, выше Берда, в пределах развития вулканогенной толщи среднего байоса, наблюдаются примерно такие же соотношения, что и в описанном выше Хндзюртском разрезе; экструзивные фации здесь встречаются реже. В верхах толщи констатируются небольшие прослой более основных лав (типа кварцевых порфиритов) с реликтами фенокристов роговой обманки.

В разрезе той же толщи, по ущелью р. Навур и по водораздельному гребню, прилегающему к нему с востока, играют более значительную роль разнообразные пирокластолиты кислых порфиров (средние и нижние горизонты разреза нижнего байоса), представленные туфоагломератами, туфобрекчиями, местами туфоконгломератами. В этом разрезе отчетливо наблюдается прорывание вулканогенных отложений инъекциями гранитоидов и аплитов, в экзоконтактах которых заметно усиленное окварцевание и другие изменения в порфирах. В основной массе последних наблюдается усиленное накопление кварца в форме жеод, тонких прожилок, неправильных скоплений, миндалинок, хлопьевидных выделений халцедона и т. п., в сопровождении усиленной серицитизации, аргиллитизации и местами пиритизации.

На водораздельном хребте, разделяющем истоки р. Ахум и р. Нил-Тежян, согласно Н. Т. Асланяну (1949<sub>2</sub>), наблюдается следующий разрез верхов нижней и низов средней юры (снизу вверх):

1. Серые или зеленовато-серые, сильно трещиноватые плагиоклаз-пироксеновые порфириты, мощностью около 500 м.
2. Толща туфопорфиритов, перемежающихся с порфиритами, туфами, туфопесчаниками, метаморфизованными глинистыми сланцами и аргиллитами; мощность около 1500 м.
3. Толща зеленовато-серых кварцевых порфиров с крупными фенокристами кварца и полевого шпата. В нижней части разреза встречаются слоистые серые туфы и туфопесчаники мощностью 30—70 м. В 4 км к западу от вершины Казан-учан встречены тонкие прослой известняков. Общая мощность около 1500 м.

В верхах толщи кварцевых порфиров по этому разрезу отмечаются небольшие потоки порфиров, находящиеся в согласном залегании с кварцевыми порфирами.

Севернее на полосе сел. Верхний Агдан-Навур-Чоратан на толщу кварцевых порфиров байоса трансгрессивно налегают отложения келловоя, титона и нижнего мела.

Анализируя состав и строение кислой эффузивной толщи Шамшадинского района, можно прийти к заключению, что эта толща сформировалась в результате многократных последовательных эруптивных актов, совершавшихся, вероятно, из сравнительно небольшого количества вулканических центров, наиболее крупные

из которых (судя по распределению мощности лавовых накоплений) располагались в области бассейнов рек Хндзорут, Асрик и Тауш. Не исключена возможность трещинных излияний. Извергалась кислая, неоднородная по степени раскристаллизованности и вязкости магма, образовавшая потоки различной мощности. О длине потоков определенных данных не имеется; судя по быстрой смене фациального характера и петрографического состава разрезов на близко прилегающих друг к другу участках, отдельных горизонтов, лавовые потоки обладали скорее всего небольшой протяженностью. Судя по фациальному составу эффузивной толщи, взрывные явления играли сравнительно существенную роль лишь на отдельных этапах истории ее образования, скорее всего, на начальных и затем на поздних; в остальном же преобладали лавовые излияния и на заключительных этапах — усиленная экструзивная деятельность с образованием различных по форме субвулканических тел — даек, жил, куполов и т. п.

Верхний вулканогенный комплекс вулканогенной юры Шамшадинского антиклинория, относящийся по возрасту к оксфордскому и киммериджскому ярусам верхней юры, распространен к северу от области развития излияний кварцевых плагиопорфиров среднего байоса. Эта толща пользуется распространением в средних участках течения рек Ахинджа-чай и ее притоков, р. Тауш и протягивается на восток в виде все расширяющейся полосы, в Азербайджан, где она развита по рекам Асрик и Дзегам и далее к востоку.

В бассейне р. Хндзорут в составе этой толщи, согласно А. Т. Асланяну (1958), выделяются две свиты: 1) нижняя, известково-доломитовая с редкими прослоями туфов и туфобрекчий основного состава, которая местами отчетливо налегает на кварцевые плагиопорфиры байоса, с общей мощностью до 300 м и 2) верхняя, сложенная многократно чередующимися эффузивными и вулканогенно-осадочными отложениями — фиолетовыми туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, туфосланцами и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами. В районе сел. Навур и Нижний Катомирбулах мощность этой нижней свиты достигает 1800 м.

По р. Тауш, согласно Ш. А. Азизбекову (1947), в основании разреза всей описываемой толщи (которую он, в согласии с господствовавшей тогда точкой зрения, относил к верхнему байосу — бату) залегают туфоконгломераты с галькой кварцевых порфиров, на которые налегает мощная толща туффитов с редкими прослоями порфиритов и туфобрекчий; верхние горизонты толщи представляют более тонкую перемежаемость тех же туфов, туфобрекчий и порфиритов основного состава.



**ПЕТРОГРАФИЯ**  
**ЮРСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ**  
**ШАМШАДИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ**

Нижняя порфиритовая толща, относимая (Асланян, 1958) к среднему и верхнему лейасу (а по другим авторам — к низам байоса), представлена сравнительно однообразным по петрографическому составу комплексом плагиоклаз-пироксеновых порфиритов и сопровождающих их пирокластолитов основного состава. Для порфиритов этой толщи, так же, как и для других нижнеюрских порфиритов северной зоны Армении, характерна значительная степень зеленокаменного изменения. Согласно данным наших наблюдений, а также данным Ш. А. Азизбекова (1947) и П. С. Бернштейна (1935), наибольшим распространением здесь пользуются пироксен-плагиоклазовые порфириты, представляющие по внешнему виду темные, темно-серые или темно-зеленые плотные породы, с беловатыми вкрапленниками измененного плагиоклаза (преимущественно состава андезина) и реже моноклинного пироксена. Основная масса порфиритов сильно хлоритизирована и палагонитизирована, обладает пилотакситовым, местами флюидалным строением, местами имеет мандельштейновый характер. Сходны с этими породами по общему петрографическому облику и пироксеновые порфириты, отличающиеся относительно малым содержанием или полным отсутствием фенокристов плагиоклаза и обилием пироксена. Для всех этих пород характерна обычно сильная хлоритизация и местами особенно сильная эпидотизация; эпидот развивается в них как за счет плагиоклаза, так и за счет пироксена. Встречаются афировые или спилитовые разности, полностью лишённые вкрапленников. Основная масса в этих разностях обычно бывает особенно сильно разрушенной, с полным переходом в агрегат хлорита, кальцита и гематита.

Пирокластические породы, переслаивающиеся с массивными порфиритами, представлены комплексом разнообразных туфов, туфобрекчий и агломератных туфов, варьирующих по крупности и степени сортированности обломочного материала и обычно очень сильно метаморфизованных. Вулканогенный материал, присутствующий в туфопесчаниках и туфах, принадлежит также к эффузивам основного состава; это преимущественно обломки плагиоклазов и хлоритизированного основного вулканического стекла. Местами значительного развития достигают крупно- и гигантообломочные пирокластолиты, типа агломератных туфов. Эти

породы обычно также сильно изменены; связующая обломки промежуточная масса полностью превращена в смесь хлорита, кальцита и других вторичных минералов.

Кварцевые плагиопорфиры среднего байоса представлены различными фациями — лавовыми, пирокластическими, экструзивными (субвулканическими) и вулканогенно-осадочными.

Лавовая фация представлена в основном кварцевыми плагиопорфирами с варьирующими по крупности и по частоте распределения в породе фенокристами кварца и плагиоклаза (альбит, альбитолигоклаз). Спорадически присутствует в них небольшое количество микровкрапленников хлоритизированного биотита и очень редко — диссоциированной роговой обманки. Исключительно редко отмечается присутствие порфировых выделений калишпата.

В соответствии с составом вкрапленников и со строением основной массы в составе пород этой группы можно выделить следующие подтипы: 1) кварц-плагиоклазовые порфиры (плагиолипариты) — преобладающий тип; 2) кварц-плагиоклаз-ортоклазовые порфиры (кварцевые трахилипариты); 3) кварц-плагиоклаз-амфиболовые порфиры (липарито-дациты); 4) фельзоаплиты и альбититы (породы даек и экструзий).

Размеры вкрапленников и густота их распределения в породе варьируют; среди порфировых разностей встречаются прослои афировых стекловатых и фельзитовых лав, химически аналогичных первым, но либо полностью лишенных вкрапленников, либо содержащих только микровкрапленники (невидимые невооруженным глазом). Среди порфировых лав встречаются участки, содержащие оскольчатые, разбитые вкрапленники кварца, раздробленные в процессе извержения (?). Вкрапленники кварца обычно глубоко корродированы, вплоть до полной их дезинтеграции на отдельные части, сохраняющие иногда общие контуры первоначального крупного идиоморфного кристалла-вкрапленника. Кроме того, наблюдаются и скелетные его формы, возникшие, вероятно, в процессе роста, согласно представлениям Г. Г. Леммлейна (1933). Оскольчатые формы кристаллов кварца и полевых шпатов свойственны в еще большей степени лавобрекчиям и другим типам пирокластолитов.

Кварц и другие формы кремнезема накопились и концентрировались в застывающей кварц-порфировой лаве вплоть до самых низкотемпературных стадий. На это указывает присутствие наряду с кварцевыми фенокристами и других форм выделения кварца и кремнезема в виде мелких неправильных зерен кварца в основной массе, хлопьевидных его скоплений, миндалинок и жеод. Наблюдаются участки порфиров с тонкополосчатым распределением кварца и других форм кремнезема, напоминающие тонкие ритмически-полосчатые кислые порфиры, описанные для Забайкалья и некоторых других районов (Кормилицын и Мануйлова, 1957). Характерно также частое развитие гранофировых каемок

вокруг кварцевых фенокристов; генезис этих каемок, вероятно, связан с явлениями перекристаллизации основной массы порфиров под влиянием поствулканических растворов.

Интересное явление представляют случаи постепенного укрупнения зерна в некоторых типах более грубозернистых кварцевых порфиров, залегающих вблизи интрузий гранитоидов (р. Хндзорут) с постепенным переходом их в гранит-порфиры, не отличающиеся от краевых пород интрузии. Эти изменения, очевидно, являются результатом перекристаллизации эффузивных порфиров под влиянием активной магмы гранитоидных интрузий.

Плагиоклаз обычно бывает полностью или почти полностью замещен тонкоагрегатным серицитом в смеси с более грубыми выделениями кальцита (пятнами). На сохранившихся участках всюду констатируется состав альбита или альбит-олигоклаза.

Калишпат во вкрапленниках, как уже отмечалось выше, наблюдается лишь в отдельных единичных редких случаях. Очевидно, большая часть калишпатового компонента (о наличии которого говорит постоянное присутствие некоторого количества  $K_2O$  в анализах) была сконцентрирована в основной массе породы, вместе с избыточным кварцем. Редкие фенокристы его обычно полностью пелитизированы и вдобавок сильно ожелезнены.

Биотит, обычно полностью замещенный хлоритом, образует узкие линзочки длиной 0,2—0,5 мм.

Основная масса сильно варьирует по структуре и степени раскристаллизации, даже в пределах одного и того же шлифа; наиболее распространенными типами строения основной массы являются следующие: фельзитовый, сферолитовый, микроаплитовый. На фоне тонкозернистой почти адиагностической массы местами обособляются линзочки или полоски, сложенные чисто кварцевым агрегатом. В некоторых случаях эти участки имеют скорее неправильную, угловатую форму и, возможно, представляют собой измененные обломки кварцитов и песчаников (?), переработанные магмой кварцевых порфиров. Фенокристы кварца и полевых шпатов нередко совместно образуют интрателлурические агрегаты, захваченные и раздробленные более поздними порциями лавы.

Все кварцевые порфиры значительно, но в различной степени метаморфизованы, пропилитизированы, с развитием большого количества вторичных минералов — серицита, хлорита, кальцита и др.

Из акцессориев постоянно присутствуют апатит, сфен, железорудный минерал (титаномагнетит, судя по присутствию небольших количеств  $TiO_2$  в анализах), циркон. Не замечается определенной связи между размерами зерен акцессориев (апатиты иногда сравнительно крупные, до 0,2—0,3 мм длиной) и степенью раскристаллизованности основной массы породы, что говорит об интрателлурическом генезисе акцессориев.

Среди пирокластолитов байосской толщи можно выделить два типа образований.

К одному из них относятся лавобрекчии, представляющие по составу тонкообломочный лавовый материал (осколки вкрапленников, основной массы, вулканического стекла), сцементированный либо чисто лавовым материалом (лавой более позднего излияния), либо смесью лавового и пеплового материала. Некоторые участки пород такого типа напоминают игнимбриты, хотя полного сходства с описанными в литературе их типами не имеется. Лавобрекчии такого рода слагают небольшие, иногда жилообразные участки среди лав обычного типа. Более грубообломочные разновидности лавобрекчий наблюдаются в средней части разреза описываемой толщи по р. Хндзорут. Некоторые из обломков имеют здесь округлую форму (наряду с остроугольными, преобладающими).

Вмещающий эти обломки туфогенный материал местами имеет слоистое или полосчатое строение, причем эта полосчатость не согласуется с направлением полосчатости во включениях (если в последних таковая имеется). Генезис этих лавобрекчий, вероятно, следует связывать с действием своеобразных «микровзрывов», происходивших в верхней части горячего насыщенного газами лавового потока, с последующим оседанием выброшенных осколков лавы обратно на горячую поверхность лавы.

К другой группе образований среди пирокластолитов относятся агломератные туфы и туфобрекчии, которые слагают более мощные и выдержанные (по сравнению с лавобрекчиями) прослои в составе вулканогенной толщи. В них преобладает средне- или грубообломочный материал (до 10—20 см, редко более), состоящий из обломков лав кварцевых порфиров, погруженных в тонкоструктурную массу типа витро- или литокластического туфа. Местами наблюдаются и лапиллиевые туфы, с более свободным расположением обломков в связующей массе. Среди обломков встречаются и такие, которые имеют явно чуждое происхождение; это — обломки порфиритов из нижележащих толщ, а также из древних (?) гранитоидов.

В состав многочисленных тел экструзивного или субвулканического характера (дайки, купола и пр.) входят в основном также кварцевые плагиопорфиры, аналогичные тем, которые входят в состав лавовой фации. Некоторые различия заключаются в большей раскристаллизованности пород экструзии по сравнению с лавами; среди пород экструзий преобладают жилы с полнокристаллической (микроаплитовой, микрогранофировой) основной массой. Породы экструзивной фации также в большей степени пропилитизированы, окварцованы и пр., чем лавы.

Химический состав кислых эффузивов байосской толщи Шамшадинского района иллюстрируется приводимыми ниже анализами (табл. 8).

## Химический состав пород из вулканогенной толщи среднего байоса Шамшадинского района (вес. %)

Компоненты	1	2	3	Компо- ненты	1	2	3	Компо- ненты	1	2	3
	SiO <sub>2</sub>	68,71	76,58		69,45	FeO	3,10		1,33	1,03	Na <sub>2</sub> O
TiO <sub>2</sub>	1,07	0,43	0,23	MnO	0,13	0,05	0,05	K <sub>2</sub> O	1,51	2,66	1,66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,49	10,59	12,06	MgO	2,29	1,21	0,93	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,57	0,36	0,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,44	2,00	2,44	CaO	3,24	0,50	2,44	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	2,22	1,52	6,45
								Сумма	100,20	100,20	100,24

69

## Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ ана- лиз	a	c	b	S	a'	c'	f'	m'	n	t	I	Q	$\frac{a}{c}$
1	8,33	3,77	12,44	75,44	19,0	—	52,0	29,0	75,0	1,2	27,0	30,47	2,2
2	4,5	0,6	12,3	82,6	63,1	—	22,6	14,2	60,0	0,09	12,6	55,6	7,5
3	11,2	2,7	4,7	81,2	—	5,8	61,2	32,8	77,0	0,2	40,0	37,5	4,1

Аналитик Г. Т. Григорян (ИГН АН Арм. ССР).

1. Кварцевый плагиопорфир с флюидальной основной массой (покровной), р. Хидзурт.

2. Крупнопорфировый кварцевый плагиопорфир (покровный), р. Хидзурт, устье р. Ахинджа-чай, обр. 10/58.

3. Кварцевый плагиопорфир из дайки р. Хидзурт, обр. 12/58.

Вулканогенные образования верхнего комплекса, относимые, согласно А. Т. Асланяну (1949<sub>2</sub>, 1958), к верхней юре (оксфордскому и киммериджскому), а по Р. Н. Абдуллаеву (1958), полностью (или частично?) к бату, представлены в основном тесной перемежаемостью порфиритов основного состава с пирокластическими и вулканогенно-осадочными отложениями и, в небольшой степени, с чисто осадочными прослоями.

Среди вулканогенных фаций разреза этой толщи наибольшим распространением пользуются различные порфириты (плагиоклазовые и пироксеновые); меньшее распространение, согласно нашим и другим данным (Азизбеков, 1947 и др.), имеют другие типы порфиритов, как роговообманковые, кварцевые и диабазовые. В разрезах ближайшего от описываемого к востоку района Азербайджана (р. Дзегам-чай) наблюдаются шаровые лавы диабазового состава, чередующиеся с обычными порфиритами (без шаровой отдельности).

В плагиоклазовых порфиритах вкрапленники плагиоклаза, отвечающие по составу олигоклазу и андезину, обычно сильно изменены, диагенезированы; основная масса пропитана агрегатом вторичных продуктов — хлорита, серицита, кальцита и др. В других разновидностях порфиритов, наряду с вкрапленниками плагиоклаза, присутствует и моноклинный пироксен (авгит, по Азизбекову, 1947). Везде отличается также присутствие акцессорных апатита (местами в повышенном количестве), циркона, магнетита (титаномагнетита?), сфена. Выделения пироксена большей частью сильно разложены, замещаясь хлоритом. Для плагиоклаза, наряду с вышеуказанными изменениями, характерна местами также альбитизация и эпидотизация; последний минерал иногда целиком замещает целые участки породы. Отмечаются порфириты с первоначально стекловатой, витрофировой основной массой, в значительной степени замещенной хлоритом и другими минералами. Для этого типа порфиритов, в которых фенокристы редки или отсутствуют, характерно, кроме того, частое развитие миндалекаменной текстуры.

В единичных случаях в составе этой толщи отмечаются кварцсодержащие, иногда и биотитсодержащие порфириты, очевидно, соответствующие магмам более кислого состава (андезито-дациты). Отсутствие химических анализов не дает возможности уточнить химическую природу эффузивов этой группы. Такого рода порфириты, а также роговообманковые встречаются в данной толще и в более восточных районах (Азизбеков, 1947).

В разрезах по р. Тоуш и Ахум и по дороге сел. Навур-Ахум в вулканогенной толще отмечается присутствие диабазов с типичной шаровой отдельностью. Сфероиды имеют правильно шарообразную, а чаще эллипсоидальную форму; сами диабазы сильно изменены и пропитаны новообразованиями хлорита, эпидота, кальцита и кварца. По простирацию шаровые лавы

(р. Ахум) переходят местами в своеобразные туфобрекчии, содержащие изолированные сфероиды измененных диабазов на фоне преобладающей хлорито-кальцитовой массы.

В районе с. Навур и в разрезе по р. Тауш присутствуют прослойки миндалекаменных диабазовых порфиритов, образующих по простиранию постепенные переходы в обычные (плотные) порфириты. Относительное содержание миндалинок в породе, их размеры, характер минерального выполнения сильно колеблются. Местами содержание миндалинок по объему превосходит 50% и более объема породы и последняя приближается по структуре к спумолитам. Миндалинки выполнены кальцитом, хлоритом, кварцем, халцедоном, изредка — цеолитами и имеют или простое (монominеральное) строение или сложное (полиминеральное) строение.

Пирокластолиты представлены разнообразным комплексом агломератных и лапиллиевых туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов и чередующихся с ними вулканогенно-осадочных пород — туфопесчаников, туфосланцев и пр. Вулканогенный материал принадлежит преимущественно лавам — производным магмы основного или среднего состава, и в этом отношении породы верхней свиты близки к породам вулканогенных толщ нижней юры. Характер метаморфического изменения здесь отвечает в общем стадии зеленокаменного изменения, хотя чаще, чем в нижней юре, отмечаются и менее метаморфизованные эффузивы.

## ГЕОЛОГИЯ ЮРСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КАФАНСКОЙ МОНОКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Наиболее полный разрез юрских вулканогенных образований Южной Армении известен в Кафанском районе у одноименного месторождения, где присутствуют все отделы юры.

В тектоническом отношении районы развития юрских образований в Южной Армении входят в Сомхето-Карабахскую пологоскладчатую геотектоническую зону, для которой характерны сравнительно пологие куполовидные складки. Участок Кафанского рудного поля представляет собою брахиантиклиналь, стратиграфический разрез которого снизу вверх следующий:

1. Брекчиевидные эпидотизированные порфириды — J<sub>1</sub> (?).
2. Туфопесчаники нижней туфоосадочной серии — J<sub>2</sub>.
3. Плагноклазовые порфириды — J<sub>2</sub>.
4. Кварц-плагноклазовые порфириды — J<sub>2</sub>.
5. Кварцевые порфириды — J<sub>2</sub>.
6. Туфопесчаники верхней туфоосадочной серии — J<sub>2</sub>.
7. Туфоконгломераты и туфобрекчии, чередующиеся с известняками и туфопесчаниками — J<sub>3</sub>.
8. Диабазовые порфириды, витроандезиты и плагноклазовые фиолетовые порфириды, подчиненные верхнеюрской толще туфоконгломератов и туфобрекчий.

Нижнеюрские (?) вулканогенные образования занимают весьма ограниченную площадь и представлены главным образом темно-серыми плагноклазовыми и реже авгитовыми порфиридами и их кластическими производными. Видимая мощность толщи около 1000 м. Скважины, пробуренные в местах наибольшего эрозионного среза до глубины 300 м настоящей толщи, не подскли подстилающие породы и все время шли по описываемым порфиридам, это обстоятельство позволяет мощность толщи считать значительно больше видимой.

Вопрос о возрасте описываемой толщи является весьма затруднительным прежде всего из-за отсутствия остатков фауны, и флоры, как в свите брекчиевидных эпидотизированных порфиридов, так и в перекрывающих их туфоосадочных породах. Однако несмотря на это всеми предшествующими исследователями (В. Г. Грушевой, А. Л. Додин, В. Н. Котляр, К. Н. Паффенгольц и др.) эта толща относилась к нижней юре по аналогии с другими районами Малого Кавказа.

С отрицанием присутствия нижнеюрских пород в Зангезуре, причем без каких-либо фактических данных, выступили только



Р. А. Аракелян и Г. О. Пиджян (1956), а позже также В. Т. Акопян (1958), включив эту толщу в доггер.

Граница между нижней и средней юрой, по Э. Г. Малхасяну и Ю. А. Лейе (1961), должна быть проведена по нижней осадочной серии, при этом последнюю необходимо включать в среднюю юру (байос), так как нижняя осадочная серия, будучи развитой на значительной площади, трансгрессивно перекрывает брекчиевидные, эпидотизированные порфириды, имея в основании базальные конгломераты.

В основании нижней осадочной серии залегают базальные конгломераты с плохо окатанной (3—5 см величиной) галькой подстилающих плагиоклазовых порфиритов. Вверх по разрезу конгломераты сменяются туфами, а затем туфопесчаниками, занимающими доминирующее положение в этой серии.

Породы нижней осадочной серии согласно перекрываются образованиями свиты плагиоклазовых порфиритов.

В состав свиты, помимо порфиритов, входят также пирокластические материалы — туфы и туфобрекчии указанных порфиритов. Порфириты характеризуются развитием миндалиновых включений. Это обстоятельство, а также факт наличия в нижних горизонтах свиты туфоосадочных пород свидетельствуют о формировании свиты в подводных условиях.

Мощность описываемой свиты 500—700 м.

Плагиоклазовые порфириты сменяются свитой кварц-плагиоклазовых порфиритов, которые территориально занимают большую площадь, чем описанные выше порфириты.

В. Н. Котляром и А. Л. Додиним (1937) эти породы объединены в «среднюю толщу кварцевых и бескварцевых порфиритов, их туфов и туфобрекчий». Средняя мощность свиты — 300 м.

Эта свита начинается либо кварц-плагиоклазовыми порфиритами, налегающими непосредственно на порфириты вышеописанной свиты, как это наблюдается на западном склоне вершины Сари-прах, либо несогласно залегающими пачками туфопесчаников и туфоконгломератов (район рудника Хрда). Это обстоятельство позволяет допустить наличие тектонических движений и, возможно, перерыв в отложениях, которые предшествовали накоплению описываемой свиты.

А. Т. Асланян, на основании фаунистических данных, описываемую свиту относил к верхнему байосу, а несколько позже Д. Н. Логвин (1950). Наблюдения Э. Г. и Ю. А. Лейе показали, что туфоосадочные породы верхней осадочной серии, в которых была установлена фауна, не подстилают, а перекрывают свиту кварцевых порфиритов, на основании чего указанные авторы относили их не к верхнему, а к среднему байосу. Кроме того, Э. Г. Малхасян (1958<sub>1</sub>) в кварцевых порфиритах нередко встречал мелкие ксенолиты плагиоклазовых порфиритов, анало-

гичных описанным выше, что еще раз подтверждает более молодой возраст пород описываемой свиты.

Породы верхней осадочной серии имеют значительно большее, практически повсеместное распространение, покрывая нижне-среднеюрские образования. В основном они развиты в пределах Кафанского рудного поля. В состав этой свиты входит довольно разнообразный комплекс вулканогенно-осадочных пород, представленных туфогенными конгломератами с характерными гальками кварцевых микрофельзитов, туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, известковистыми туфопесчаниками, известняками и туффитами с резко подчиненными им плагиоклазовыми и диабазовыми порфиритами. Вероятно, с этой же свитой связаны и гипсово-ангидритовые образования.

Мощность верхней осадочной серии весьма изменчива, что отчасти объясняется размывом ее и в отдельных местах достигает 150—200 м, но обычно не превышает первых десятков метров. Общая площадь ее 35 км<sup>2</sup>.

Необходимо подчеркнуть, что породы верхней осадочной серии, видимо, значительно размывы верхнеюрской трансгрессией, почему они не прослеживаются на всем протяжении и в одном обнажении никогда не встречаются все разновидности пород. Последнее явление может быть объяснено также большой неустойчивостью береговой линии и влиянием прибрежных островов, с которых происходил снос материала.

Один из выходов верхней осадочной серии, расположенной у сел. Арфик, в 1947 г. был фаунистически датирован А. Т. Асланяном как верхний байос (*Phylloceras* [*Holophyroceras*] *mediterraneum* Neum, *Phylloceras* sp., *Jitoceras* I и II (крупные формы) и *Perisphinctes* sp.). Позже этот вывод был подтвержден новыми сборами фауны В. Т. Акопяна. Стратиграфическое положение выделенной в 1956 г. верхней осадочной серии, перекрывающей все другие образования доггера, вполне соответствует этой датировке<sup>1</sup>. Таким образом, в пределах Кафанского антиклинория имеют место две разновозрастные туфоосадочные толщи, которые ограничивают весь вулканогенный байос снизу и сверху.

В верхнеюрское (дотитонское) время происходило внедрение наиболее кислых продуктов юрского вулканизма — субвулканических образований кварцевых альбитофиров, связанных, видимо, с тем же магматическим очагом, что и кварцевые порфиры конца среднеюрской эпохи. В районе сел. Башкенд кварцевые альбитофиры прорывают нижние горизонты верхнеюрских туфоконгломератов; однако нигде в пределах распространения фаунисти-

---

<sup>1</sup> Прежде А. Т. Асланян Арфикскую часть осадочной свиты принимал за нормально залегающую, почему и отнес их к породам, подстилающим кварцевые порфириты, и поместил их стратиграфически ниже последних.

чески доказанных титонских отложений выходы альбитофиров не встречены; на основании указанных данных и определяется время их внедрения.

Отличительной особенностью верхнеюрских пород, помимо их петрографического состава, является практически полное отсутствие признаков гидротермальных изменений. Верхнеюрские образования явно несогласно и трансгрессивно перекрывают ниже лежащую верхнюю осадочную серию. Это особенно отчетливо наблюдается у Кавартского перевала, где породы верхней осадочной серии падают к юго-востоку  $100^\circ$  под углом  $45^\circ$ , а перекрывающие их верхнеюрские туфопесчаники к северо-востоку  $75^\circ$  под углом  $25-30^\circ$ .

Впервые здесь на присутствие верхней юры указывал Г. В. Абих, однако фаунистически это было подтверждено только работами Цулукидзе, Архипова и Халатова (1869) и Л. К. Конюшевским (1911). В. Т. Акопян (1957) известковую свиту горы Тапасар относит к титон-валанжину.

Как указывалось выше, конец вулканической деятельности знаменуется внедрением кварцевых порфиров и альбитофиров.

Ранее кварцевые порфиры исследователи относили к третичным интрузиям. Мнение о среднеюрском возрасте кварцевых порфиров впервые высказано в работе Р. А. Аракеляна и Г. О. Пиджяна (1958), которые считали их корнями излияний кварцевых порфиритов. Однако последующими исследованиями С. С. Ванюшина (1959) и Э. Г. Малхасяна (1959) не подтвердилось такое мнение о взаимосвязи субвулканических и эффузивных образований.

Э. Г. Малхасяном и др. возраст кварцевых порфиров определяется как предверхнеюрский (среднеюрский) на том основании, что эти породы нигде не прорывают отложений верхней юры; на юго-восточном склоне горы Саяд-даш они четко перекрываются верхней осадочной серией средней юры и в конгломератах этой же серии были обнаружены гальки кварцевых порфиров.

Макроскопически слабо гидротермально измененные кварцевые порфиры представляют собой голубовато- или зеленовато-серые порфировые породы с хорошо видимыми вкрапленниками кварца и плагиоклаза. Размеры вкрапленников достигают 2—3 мм, при этом кварц иногда представлен правильными бипирамидками.

Э. Г. Малхасян, Ю. А. Лейе и С. С. Ванюшин возраст кварцевых альбитофиров определяли как верхнеюрский (дотитонский), подтверждение чего видно в отсутствии этих образований среди титонских и вышележащих отложений и во внедрении кварцевых альбитофиров в отложения верхнего оксфорда — в районе сел. Баш-кенд<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Детальное описание этого выхода имеется в работе В. И. Сотникова и Ван Цзу-бана.

В настоящее время имеются дополнительные факты, подтверждающие это мнение и позволяющие уточнить возраст кварцевых альбитофиров.

Так, М. В. Давтяном в 1959 г. в районе сел. Довруз установлено крупное экструзивное тело кварцевых альбитофиров, отчетливо прорывающее отложения верхнего оксфорда. Несколько позже нами в указанном теле было установлено присутствие ксенолитов фаунистически датированных верхнеюрских известняков. Помимо этого экструзивного тела, М. В. Давтяном и Ю. А. Лейе, а также работами Кафанской ГРП (Катарский участок) была установлена эффузивная фация кварцевых альбитофиров, при этом в ряде мест наблюдается непосредственная связь эффузивных покровов с субвулканическими телами. Указанные эффузивные покровы залегают на размытой поверхности верхнебайосских и среди верхнеоксфордских отложений, при этом во всех случаях верхняя граница покровов несет следы излияния на поверхности, а иногда размыта.

Отсутствие прямых указаний для субвулканических образований не дает возможности точно установить верхний возрастной предел кварцевых альбитофиров, однако некоторые косвенные указания говорят о правильности мнения Л. К. Конюшевского. К таким данным следует прежде всего отнести их явную парагенетическую связь с кварцевыми порфирами, что признается всеми исследователями Кафанского рудного района, следовательно, они не могут далеко во времени образования отстоять от таковых и быть третичного возраста. На более ранний возраст образования этих пород указывает также и факт их гидротермальной измененности, что не наблюдается в более поздних интрузиях габбро-диабазов.

Все изложенные факты позволяют уверенно отнести образование экструзивно-эффузивного комплекса кварцевых альбитофиров к промежутку времени от верхнего бата до верхнего оксфорда включительно.

ПЕТРОГРАФИЯ  
ЮРСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ  
КАФАНСКОЙ МОНОКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ

НИЖНЕЮРСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Породы нижнеюрских вулканогенных образований представлены эпидотизированными брекчиевидными порфиритами и распространены в южной части Кафанского рудного поля по обоим берегам р. Вохчи, занимая площадь около 15 км<sup>2</sup>.

Внешне брекчиевидные эпидотизированные порфириты резко отличаются от всех пород, развитых в пределах описываемого района, прежде всего своим псевдобрекчиевым строением. Описываемые образования чрезвычайно интенсивно насыщены инъекциями эпидота, что нередко приводит к полному замещению отдельных участков породы и превращению ее в эпидозит. Именно это избирательное замещение и создает видимость брекчий. Формы эпидотовых образований (овоидов) в большинстве случаев эллипсоидальные, неправильно округлые, почкообразные или неправильно угловатые. Размеры блоков колеблются от долей сантиметров до первых дециметров, но обычно укладываются в пределах 5—20 см.

По мнению Э. Г. Малхасяна (1958<sub>1</sub>), такие породы могли образоваться при излияниях подводного типа, происходивших в условиях мелководья (прибрежная зона), где могли формироваться «такситовые» породы, т. е. псевдобрекчии, а минералы, образующие псевдобрекчии (эпидот, реже хлорит, пренит и кварц), являются результатом пневмато-гидротермальных инъекций, т. е. результатом неравномерного распределения паров и растворов в миаролитовых пустотах и стекловатых участках застывающей лавы, в подводных условиях.

Порфириты, слагающие основную массу пород, т. е. «цементирующая» часть в эпидотизированных брекчиевидных порфиритах, обломки в туфобрекчиях, а также обломки и цемент в лавобрекчиях, в западной части района (к западу от руч. Каварт) представлены плагиоклазовой разностью. Макроскопически они имеют зеленовато-серый или темно-серый цвет с различными оттенками, на фоне которого отчетливо видны вкрапленники светлого плагиоклаза.

Под микроскопом породы обнаруживают порфирированную структуру с гиалопилитовой, микрокриптокристаллической, реже пило-



Фиг. 26. Эпидотизированный плагиоклазовый порфирит. Кафан.  
Увел. 24, николи ||

такситовой или сферолитовой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены плагиоклазом, который представлен кристаллами размером до 1,5—2 мм. Свежих кристаллов сохранилось мало, обычно они частично серицитизированы и карбонатизированы. Судя по максимальному угасанию в симметричной зоне плагиоклаз соответствует андезину (38—45%),  $N_g - N_p = 0,008$ . Кроме вкрапленников, в породе широко развиты также микролиты плагиоклаза.

Среди цветных минералов наибольшее место занимает эпидот. Он чаще всего выступает радиальнолучистыми агрегатами (фиг. 26). В шлифах салатного цвета слабо плеохроичный. Двупреломление высокое:  $N_g - N_p = 0,042$ ,  $cN_p = 3^\circ$ ,  $-2V = 71^\circ$ .

Единичными зернами встречаются кристаллы авгита. В шлифах минерал бесцветный, не плеохроичный,  $cN_g = 43^\circ$ ,  $N_g - N_p = 0,022$ .

В некоторых шлифах в небольшом количестве встречаются кварцевые зерна, составляющие примерно 5—8% шлифа. Кварц здесь вторичного происхождения.

В искусственных шлифах из минералов тяжелой фракции установлены — эпидот, обыкновенная роговая обманка, пироксены, апатит, циркон, сфен, пирит, магнетит.

Химический состав брекчиевидных эпидотизированных порфиритов приведен в табл. 9.

## Химический состав эпидотизированных порфиритов

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	П. л. п.	Сумма
1	—	52,05	0,63	11,46	3,36	6,39	0,038	10,67	10,53	1,44	0,79	0,68	—	2,14	100,17
2	463	50,34	0,35	22,30	6,20	0,84	0,40	4,72	3,42	2,24	0,41	0,64	2,65	4,97	99,48
3	463а	44,63	0,28	19,39	9,80	0,93	0,53	5,76	5,04	2,37	0,44	0,24	1,62	6,33	97,36
4	462	50,20	1,00	17,05	3,19	4,46	0,88	5,80	4,50	2,56	0,52	0,12	Не опр.	5,80	100,68

## Числовые характеристики описанной породы, по А. Н. Заварицкому

a	c	b	S	Q	a'	c'	f'	m'	n	t	J
4,21	5,32	32,98	57,41	+1,16	—	21,11	26,09	52,8	71,88	0,91	32,06
5,60	4,25	31,27	58,93	2,36	52,67	—	21,20	26,11	90,0	0,6	17,4
6,12	6,64	29,52	51,64	3,52	29,0	—	35,5	35,5	90,4	0,6	30,5
6,96	6,05	22,71	62,26	8,57	14,0	—	38,0	48,0	89,2	1,5	13,5

Первый анализ произведен в Хим. лабор. Ереванского ун-та аналитиком В. М. Тараян (анализ заимствован у Д. Н. Логвина), обр. 463 и 463 а — в Центральной лаборатории треста «Кавцветметразведка» аналитиком Н. В. Осиповой (анализы заимствованы у Ю. А. Лейе); обр. 462 в Хим. лаборатории ИГН АН Арм. ССР аналитиком А. А. Петросян

Как видно из приведенных данных, порода относится к представителю средне-основной магмы и соответствует порфиритам, по Дэли.

В западных районах верхняя часть этой толщи представлена грубообломочными туфо- и в меньшей мере лавобрекчиями. Обломки, а в случае лавобрекчий и цемент, представлены плагиоклазовыми порфиритами с четко выраженной порфировой структурой. Обычно в таких разновидностях обломочный материал резко преобладает над цементом, а иногда последний совершенно отсутствует.

Размеры обломков колеблются от долей сантиметров до нескольких сантиметров.

### СРЕДНЕЮРСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Среднеюрские вулканогенные образования занимают господствующее положение среди юрских отложений южной Армении. В основном они развиты по всему среднему течению р. Вохчи, занимая около 60% его площади. Суммарная мощность среднеюрских вулканогенных пород 700—900 м.

Породы средней юры, являясь основной рудовмещающей толщей, подвержены интенсивным гидротермальным воздействиям, переходя нередко в нацело измененные, адиагностические разности.

### Нижняя осадочная серия

Породы этой серии отмечены только в южной части Кафанского месторождения, где они непрерывной полосой прослеживаются на протяжении около 2,5 км, от руч. Каварт на востоке до Гализурского ущелья на северо-западе, имея там естественное выклинивание. Небольшой участок этих пород отмечен также к югу от сел. Барабатум, где он с двух сторон ограничен разрывными нарушениями.

К северо-западу, на западном склоне хребта Саяд-даш, среди сильно измененных пород отмечаются отдельные участки конгломератов и даже туфопесчаников, которые, возможно, являются продолжением описываемой серии пород. Однако увязывать их как между собой, так и с нижней осадочной серией весьма трудно, ввиду разобщенности участков, незначительной площади,



занимаемой ими, сильной тектонической нарушенности и гидротермальной измененности окружающих пород.

Макроскопически туфы имеют серовато-зеленую окраску и грубообломочное сложение. Под микроскопом они имеют литокластический характер с псефитовой и псефито-псаммитовой структурой, при этом литокласты представлены обломками порфиритов и их основной массы. В общем эти порфириты очень близки к таковым описанной выше свиты эпидотизированных брекчиевидных порфиритов.

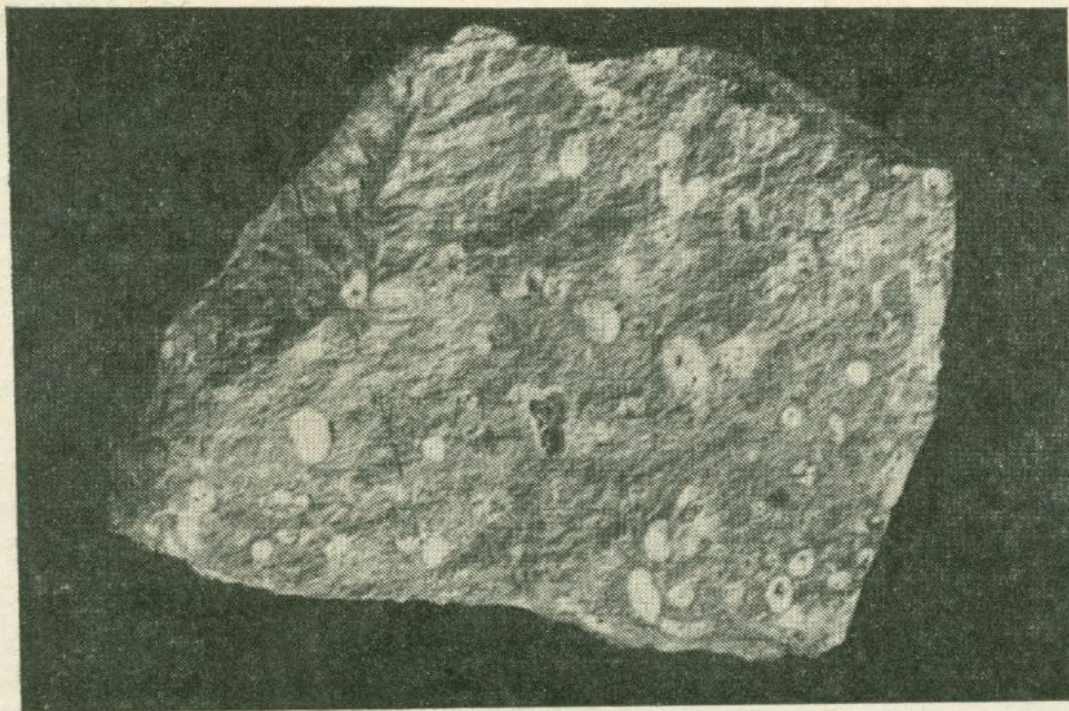
Туфопесчаники представлены мелкозернистыми, обычно тонкоплитчатыми породами зеленого или желтовато-зеленого цвета. Под микроскопом они обнаруживают алевритовую или пелитовую структуру и состоят из плохо окатанных обломков кристаллов плагиоклаза и реже эпидота. Мелкие литокласты представлены основной массой порфиритов с микрокристаллической или гиалопилитовой структурой. Отличительной особенностью туфопесчаников нижней осадочной серии является полное отсутствие в них кварцевых зерен. Этот факт свидетельствует о том, что субстрат, за счет которого возникли песчаники, был представлен продуктами весьма основной магмы, а наличие эпидотовых песчинок дает прямое указание на свиту брекчиевидных эпидотизированных порфиритов.

Согласно Э. Г. Малхасяну и Ю. А. Лейе (1961), в туфопесчаниках нижней осадочной серии карбонатность не превышает 6%. Из битумов в них присутствует только легкий маслянистый битум (в количестве от 0,000313 до 0,0025%). В тяжелой фракции искусственных шлихов установлены — авгит, обыкновенная роговая обманка, эпидот, слюда, гранат, апатит, сфен, корунд, циркон, пирит, гематит, магнетит.

### Свита плагиоклазовых порфиритов

Породы этой свиты распространены в юго-западной и западной частях Кафанского рудного поля, занимая площадь около 4 км<sup>2</sup>.

Макроскопически плагиоклазовые порфириты представляют собой плотные тонкозернистые породы. Цвет их травяно-зеленый или зеленовато-серый с различными оттенками. Отличительными чертами этих пород является наличие крупных фенокристаллов плагиоклаза удлиненно-таблитчатой формы, размеры которых достигают до 3—4 мм, и миндалевидная текстура пород, которая иногда выражена настолько сильно, что их называют миндалевидными порфиритами (в таких разновидностях количество миндалин иногда составляет 80% всей массы породы, фиг. 27). Размеры миндалин иногда доходят до 2 см величины в поперечнике. Последняя разновидность особенно широко распространена на участке Куртамяк.



Фиг. 27. Плагноклазовый миндалевидный порфирит.  
Сел. Бех. 1/2 нат. вел.

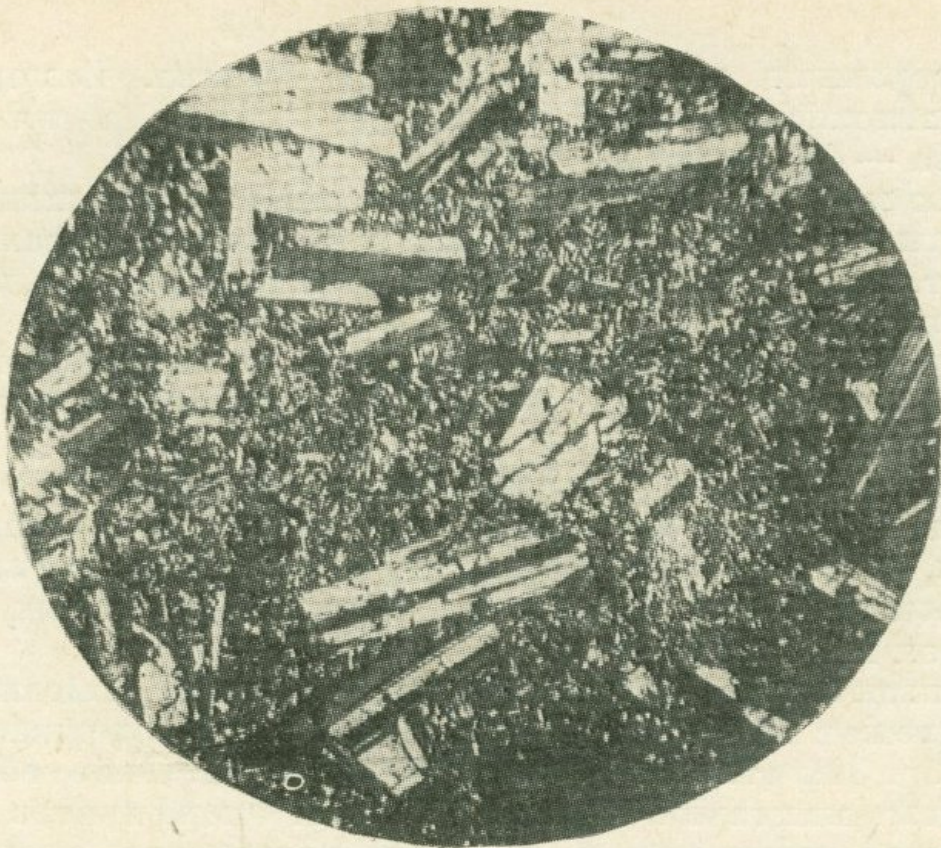
Под микроскопом плагноклазовые порфириты характеризуются порфиритовой структурой с микролитовой, гиалопилитовой и в отдельных случаях трахитоидной и сферолитовой структурой основной массы.

В толще плагноклазовых порфиритов, особенно в северо-западной части распространения этих пород, встречаются диабазовые порфириты, которые отличаются более темным, синевато-зеленым или темно-зеленым цветом и менее резко выраженной порфиритовой структурой. Во вкрапленниках последних, кроме плагноклаза, встречаются также темноцветные минералы.

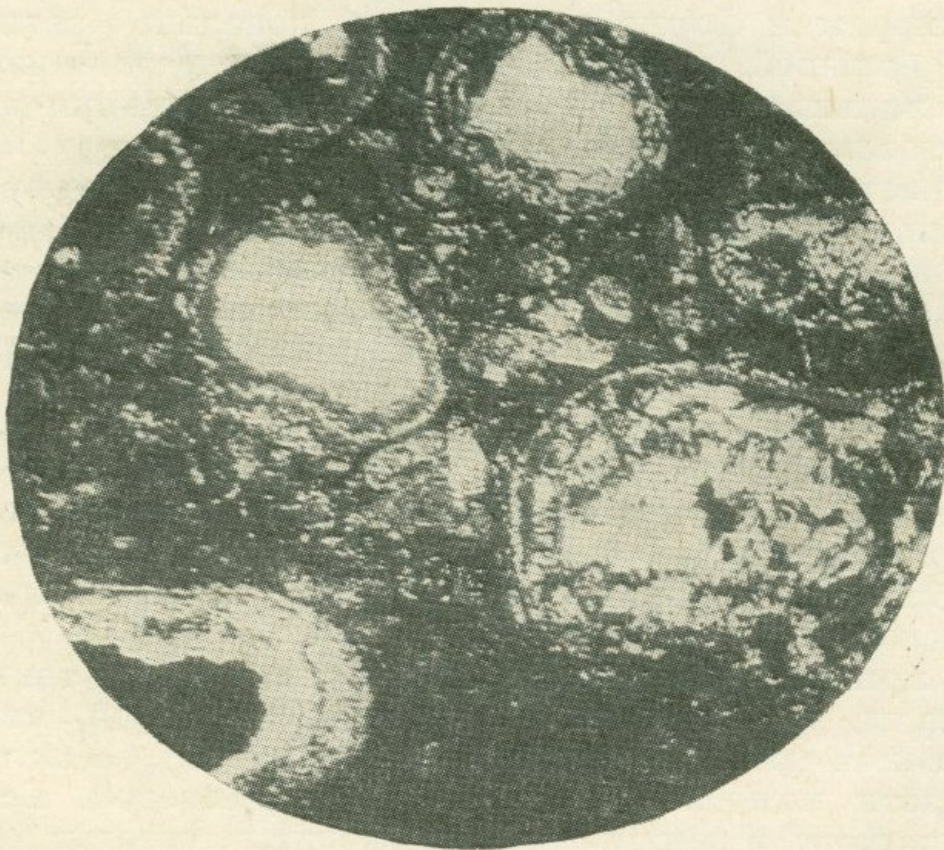
Плагноклазовые порфириты характеризуются порфиритовой структурой с микролитовой, гиалопилитовой и местами трахитоидной и сферолитовой структурой основной массы (фиг. 28, 29).

Основная масса представлена агрегатами, состоящими из брусковидных микролитов альбита, сцементированных хлоритом и пропитанных мелкораспыленным рудным веществом и пятнами кальцита. Присутствуют также цоизит и серицит. Иногда наблюдается полное замещение основной массы хлоритом.

Плагноклазовые вкрапленники составляют примерно 30—35% породы и представлены удлиненными лейстовидными кристаллами величиною до 0,4 см в длину. Иногда они имеют зональное строение. В подавляющем большинстве случаев плагноклаз представлен мутным олигоклаз-андезином, не зональным, в простых двойниках. В других случаях устанавливается основной плагноклаз (андезин-лабрадор); по последнему иногда развивается



Фиг. 28. Плагиоклазовый порфирит. Ущелье Галидзор. Увел. 24, николи +



Фиг. 29. Плагиоклазовый порфирит с миндалевидными включениями. Нурибагское ущелье. Увел. 18, николи ||

тонкая прозрачная каемка альбитового состава. Измерения для кислого плагиоклаза дают: 7, 10, 13, 15, 18% *An*, а для основного плагиоклаза — 45, 48, 50, 52, 60% *An*.

Цветных минералов не обнаружено ни в одном шлифе.

Широким развитием пользуются вторичные минералы — кальцит, хлорит, серицит и пренит, образовавшиеся за счет плагиоклазов и основной массы.

В миндалинах, кроме отмеченных выше микролитов, констатирован также палагонит, который образует тонкие пленки, выстилающие пустоты.

В тяжелой фракции искусственных шлихов плагиоклазовых порфиритов установлены — авгит, обыкновенная роговая обманка, циркон, сфен, апатит, барит, пирит, гематит, магнетит.

Химический состав среднеюрских плагиоклазовых порфиритов приведен в табл. 10.

Как показывают приведенные выше данные, описанные породы принадлежат к порфиритам. Повышенное содержание кремнезема в обр. 38х (табл. 10), по данным Ю. А. Лейе, объясняется выполнением миндалин плагиоклазовых порфиритов кварцем.

Количество миндалин в породах колеблется весьма значительно, местами они густо и довольно равномерно насыщают всю массу порфиритов, местами же чрезвычайно редки и развиты неравномерно.

По размерам и форме миндалин довольно разнообразны. Форма их большей частью бывает округлая, эллипсоидальная, реже неправильная (фиг. 30 *a, б, в, г*). Миндалины выполнены хлоритом, цеолитом, кальцитом, халцедоном и опалом. Указанные минералы часто присутствуют вместе и образуют четко выраженное зональное строение (фиг. 30 *a, б*). Миндалины обычно покрыты тонкой пленочкой (оболочкой) темно-зеленого, почти черного цвета, подобного типа тонким веществом покрыты также и стенки пустот, в которых находятся миндалины. Микроскопическим исследованием установлено, что данное вещество (пленка) принадлежит к палагониту. Под микроскопом цвет его зеленовато-бурый, бурый, красновато-бурый. Обычно изотропен или имеет очень слабое двупреломление. Низкий показатель преломления палагонитов ( $n = 1,534 - 1,546$ ) свидетельствует о значительном количестве воды в составе этого магматогенно-остаточного образования.

Иногда при большом увеличении хорошо видны тонкие подводящие каналы, по которым шел приток растворов, отложивших вначале цеолит (обычно анальцит) или хлорит, а затем в центральной части миндалин — кальцит или халцедон. Встречаются также миндалины, в центре которых развиты пустоты.

Наличие в нижних горизонтах свиты туфоосадочных пород и широко развитые среди порфиритов мандельштейновые структуры указывают на подводные условия формирования описанных пород.

## Химический состав плагиоклазовых порфиров

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	Сумма
1	732	51,16	3,85	20,77	0,40	7,77	0,21	7,71	2,17	2,18	1,82	Не опр.	Не опр.	98,04
2	3	53,38	0,45	17,55	3,02	5,92	0,06	4,12	4,74	5,20	0,62	0,99	5,57	101,58
3	977	53,39	1,50	10,05	11,48	6,40	0,20	3,91	5,57	3,76	0,84	0,36	2,10	99,58
4	106	53,40	0,65	16,96	7,21	0,72	0,05	1,08	11,27	4,56	0,50	0,06	3,38	99,74
5	38x	56,84	0,73	16,50	4,70	5,38	0,39	5,24	0,84	2,42	0,69	1,24	3,66	98,63

## Числовые характеристики плагиоклазовых порфиров, по А. Н. Заварицкому

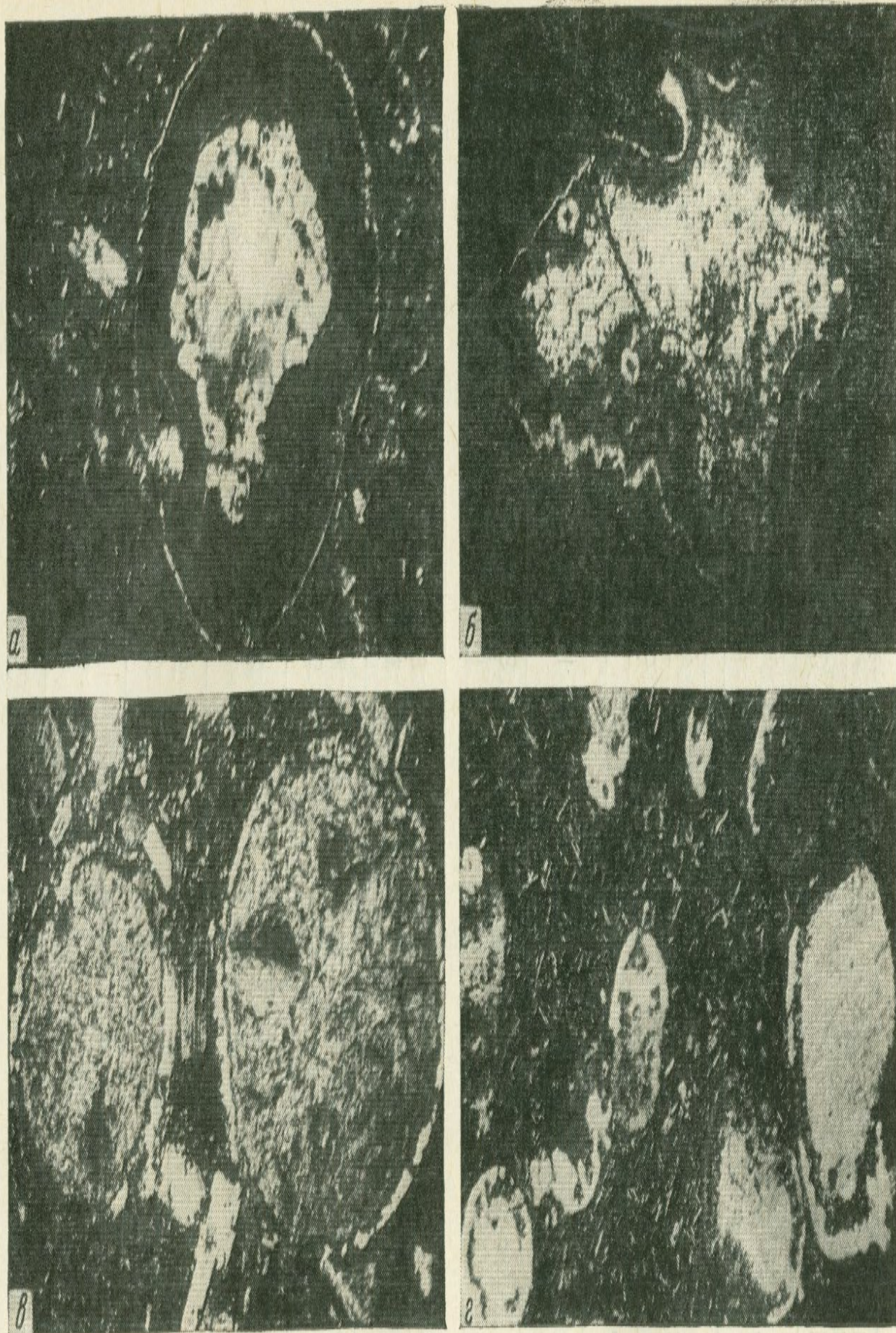
№ п/п	№ обр.	a	c	b	S	Q	a'	c'	f'	m'	n	t	I
1	732	6,55	6,73	32,09	54,61	-10,59	41,98		21,92	36,1	64,81	5,33	4,34
2	3	13,16	5,85	16,34	64,64	-2,88	—	1,77	53,1	45,13	92,3	0,56	31,66
3	977	8,86	1,77	25,56	63,79	8,11	—	17,57	58,41	24,0	85,71	1,88	35,64
4	106	11,49	6,29	17,35	64,93	0,53	—	47,09	41,66	11,25	93,67	1,0	37,5
5	38x	6,04	0,98	30,92	62,70	1,70	42,88	—	29,51	27,60	84,8	0,9	10,3

Анализы произведены:

Обр. 732 в ИГН АН Арм. ССР, аналитиком Г. М. Джрбашян; обр. 3 — в Хим. лаборатор. Ереванского ун-та, аналитиком В. М. Тараян; обр. 977 и 106 — в ИГН АН Арм. ССР, аналитиком Т. Т. Авакян; обр. 38x — в Центральной лаборатории треста «Кавцветметразведка», аналитиком Н. В. Осиповой.

Образцы взяты:

732 — в руднике № 6 Кафанского месторождения, около скв. 207; 3 — заимствован у Д. Н. Логвина, место взятия образца не указано; 977 — на участке Куртамяк (кern скважины); 106 — в восточной части вершины горы Саяд-даш; 38x — на участке Куртамяк (мандельштейновая разновидность) (заимствован у Ю. А. Лейе).



Фиг. 30. Миндалевидные включения в плагиоклазовых порфиритах

*а* — центральная часть миндалины сложена из халцедона, а периферия из хлорита, палагонита и кварца. Увел. 24, николи +; *б* — миндалевидное включение, состоящее из ряда тонких слоев цеолита, халцедона, хлорита и палагонита, имеющих зональное строение. Увел. 15, николи ||; *в* — миндалины, заполненные хлоритом. Увел. 18, николи ||; *г* — миндалины, заполненные карбонатом; присутствуют также миндалины с пустыми центрами. Кафан. Увел. 24, николи ||

Процессы вторичных изменений для этой свиты в основном характеризуются серицитизацией, альбитизацией, хлоритизацией.

Кроме описанных порфиров, в состав свиты в большом количестве входят пирокластические материалы — туфобрекчии и туфы этих порфиров. Туфы и туфобрекчии имеют литокластическое строение и грязно-зеленый, нередко бурый цвет. По сложению и величине обломков могут быть выделены равномерные и грубообломочные, крупнообломочные и мелкообломочные брекчии с переходом к туфам. В процентном отношении, особенно в восточной части района, кластические материалы преобладают над порфиридами. Нередко они бывают настолько мелкозернистыми и хорошо слежавшимися, что их кластический характер распознается только под микроскопом.

### Свита кварц-плагиоклазовых порфиров

Кварц-плагиоклазовые порфириды в Кафанском рудном районе занимают подчиненное место. Площадь, занятая этими породами, достигает около 5 км<sup>2</sup>. Наиболее широко они развиты на Катарском отроге и в районе сел. Норашеник, Нижний и Верхний Охтар.

Общая мощность свиты более 300 м.

Описываемая свита начинается либо кварц-плагиоклазовыми порфиридами, налегающими непосредственно на порфириды описанной выше свиты, как это наблюдается на западном склоне вершины Сари-прах, либо несогласно залегающими пачками туфопесчаников и туфоконгломератов (район рудника Хрда). Последний факт позволяет допустить наличие перерыва в отложениях, который предшествовал формированию описываемой свиты. Внешне туфопесчаники аналогичны таковым нижней осадочной серии, однако от них отличаются микроскопически присутствием обломков зерен кварца. Туфоконгломераты состоят из хорошо окатанных галек кварц-плагиоклазовых порфиров, размеры которых не превышают 5—7 см, сцементированных грубыми туфами тех же порфиров.

Макроскопически кварц-плагиоклазовые порфириды в относительно свежих разностях имеют грязно-зеленую, реже серовато-желто-зеленую окраску и неровный угловато-бугристый излом.

Структура породы порфировая. Вкрапленники представлены плагиоклазом и кварцем. Плагиоклаз занимает 10—15% всей массы породы и принадлежит к андезину (35% *An*). Он представлен неправильной формы кристаллами, размеры которых не превышают 2—3 мм. Цвет вкрапленников обычно желтоватый, розоватый, иногда встречаются и белые. В большинстве случаев отмечается интенсивная серицитизация плагиоклазов. Количество вкрапленников кварца невелико и сильно колеблется в различных участках, иногда они почти полностью отсутствуют — отмечаются только

Таблица 11

## Химический состав кварц-плагиоклазовых порфиров

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	П. п. п.	Сумма
42x	60,0	0,73	15,61	6,78	2,26	0,15	4,46	0,96	2,20	0,80	1,50	0,14	5,25	100,84
7/15	62,97	0,10	19,65	1,23	2,65	0,11	1,77	0,76	3,25	0,70	0,53	2,24	3,16	99,12

88

## Числовые характеристики указанных пород, по А. Н. Заварицкому

№ обр.	a	c	b	S	Q	a'	j'	m'	n	t	I
42x	5,92	1,14	25,05	67,87	22,98	49,45	20,69	30,0	79,54	0,91	1,5
7/15	4,48	0,85	25,46	69,19	28,59	75,12	13,47	11,39	91,1	0,1	3,62

Анализы произведены в Центральной хим. лабор. треста «Кавцветметразведка» аналитиком Н. В. Осиповой. Образцы взяты: 42x — на южном склоне Катарского отрога; 7/15 — у сел. Норашиеник.



единичные, как бы случайные, зерна. Через такие разности кварц-плагиоклазовые порфириды постепенно переходят в плагиоклазовые разности. По размерам вкрапленники кварца небольшие (не более 2 мм) и представлены неправильно округлыми зернами. Химический состав кварц-плагиоклазовых порфиритов приведен в табл. 11.

В тяжелой фракции искусственных шлихов обнаружены авгит, обыкновенная роговая обманка, апатит, корунд, гранат, лейкоксен, барит, пирит, гематит, магнетит, титаномагнетит, халькопирит.

Из вторичных процессов для описываемых образований характерны интенсивная серицитизация, каолинизация и хлоритизация пород.

Пирокластические материалы главным образом представлены туфами, которые под микроскопом состоят из полевого шпата, кварца, хлорита, карбоната, вторичного кварца, большого количества пирита и более мелких выделений гематита. Количество обломочного материала в породе по отношению к цементирующей массе составляет до 50—60%.

В цементирующей массе развито много пустоток, большей частью правильной округлой формы, заполненных агрегатом вторичного кварца, хлорита или того и другого совместно.

### Свита кварцевых порфиритов

Породы этой свиты широко распространены в восточной части Кафанского антиклинория, где занимают площадь около 8 км<sup>2</sup> и слагают рудные поля рудника им. Шаумяна и Халаджского участка. В основном они расположены вокруг сел. Барабатум, откуда и получили название «барабатумские кварцевые порфириды».

С подстилающими породами кварцевые порфириды нигде не имеют нормального контакта (всюду он тектонический), с перекрывающими же их породами на восточном фланге месторождения они имеют нормальный контакт.

Описываемая свита в основном сложена кварцевыми порфиридами, которые тесно ассоциируются с маломощными линзами вулканогенно-осадочных пород — туфопесчаников, туфоконгломератов, туфобрекчий, причем в последних обломки и цемент по составу аналогичны и соответствуют кварцевым порфиридам с характерными дипирамидальными формами кварца. Средняя мощность 200—250 м.

Наблюдаемые ныне выходы кварцевых порфиритов, вероятно, представляют собой нижнюю часть сохранившегося от размыва эффузивного покрова, который с глубиной переходит в мощную «ножку» — корень эффузии, в которой и пройдена упомянутая скважина. Подтверждением сказанного может служить мощная (25 м) дайка, отмеченная среди кварцевых порфиритов

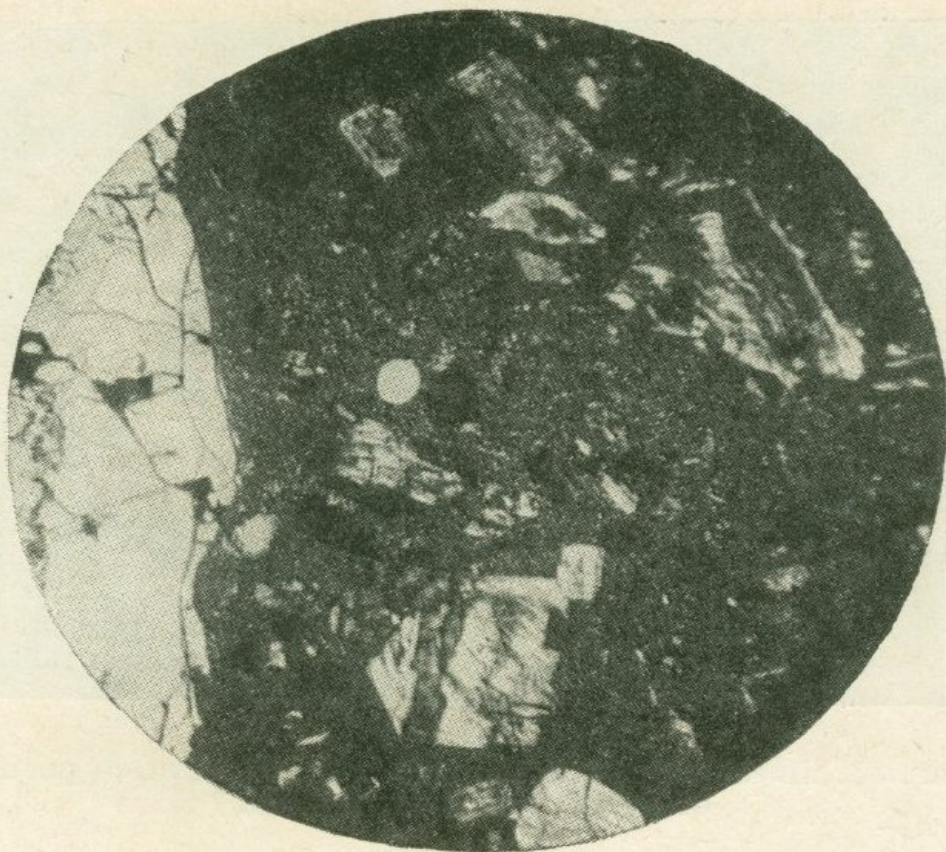
барабатурской серии к северу от рудника Барабатур, и рассматриваемая как корень вышележащих, ныне смытых кварцевых порфиритов. По составу эта дайка представлена аналогичными вмещающими ее кварцевым порфиритам породами. В обнажении она резко выделяется благодаря хорошо выраженным контактовым зонам. По простиранию она прослеживается около 200 м, а затем теряется среди вмещающих кварцевых порфиритов, как бы расплываясь в них.

Описанная свита налегает на плагиоклазовые порфириты и туфопесчаники, которые в свою очередь налегают на плагиоклазовые порфириты и туфопесчаники, а последние налегают на эпидотизированные плагиоклазовые порфириты. Кроме того, Э. Г. Малхасян в районе сел. Барабатур и в 1 км южнее сел. Каварт нашел ксенолиты пород чуждого состава величиною до 5 км. По составу они сходны с нижележащими плагиоклазовыми порфиритами. Контакт между ксенолитами и вмещающей породой резкий. Происхождение таких ксенолитов объясняется захватом интродуцированной магмой обломков, образовавшихся при раздроблении ранее затвердевшей приконтактовой части вмещающих пород — эффузивов.

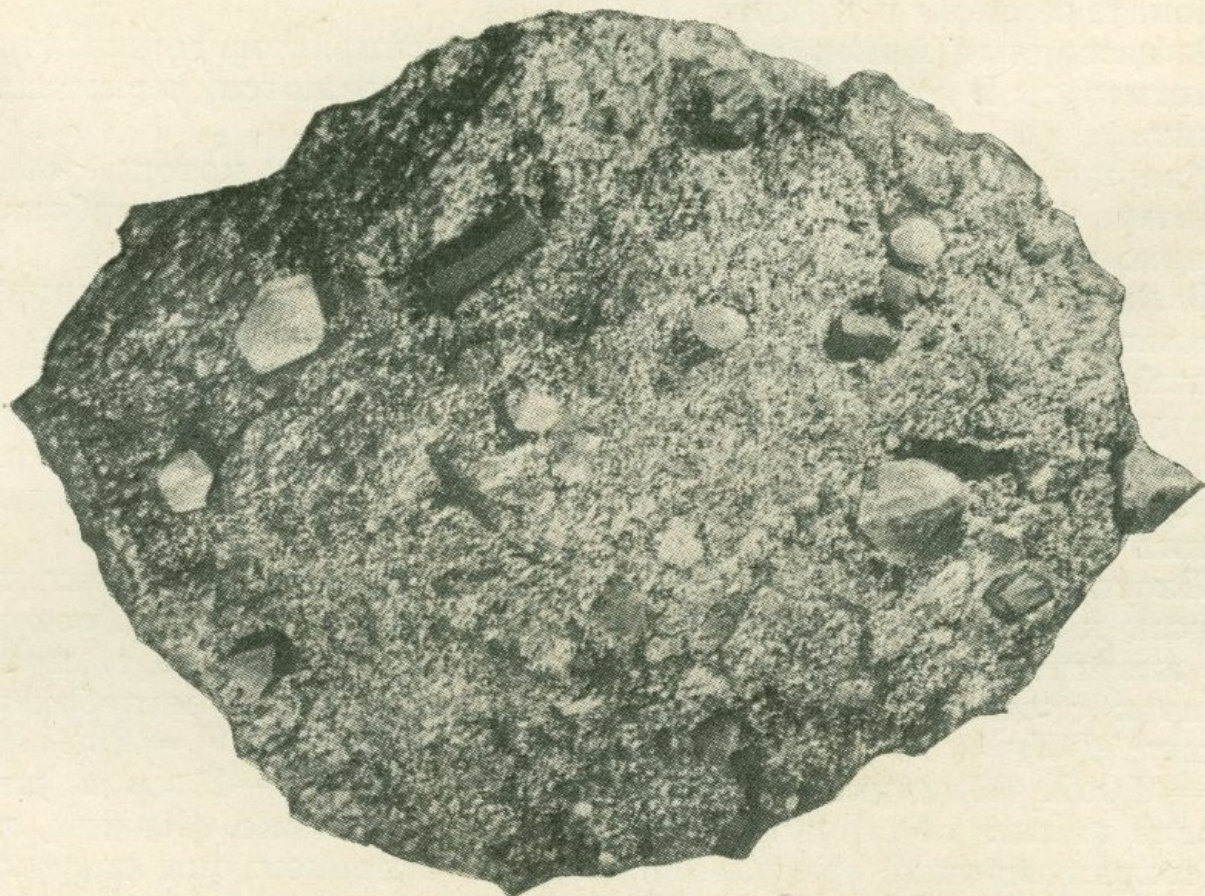
В морфологическом отношении описываемые образования в большинстве случаев характеризуются присутствием типичных «подушечных» или шаровых форм отдельности по типу известных pillow-lavas. Размеры «подушек» колеблются обычно в пределах 0,3—1,5 м (диаметр). Наличие таких форм отдельности, тесная ассоциация порфиритов со слоистыми вулканогенно-осадочными образованиями (последние отмечаются в толще порфиритов в виде маломощных линз туффитов, туфопесчаников и туфоконгломератов), а также присутствие низкотемпературных минералов и полное замещение роговой обманки хлоритом и карбонатами указывают на подводные условия формирования описываемых образований.

Микроскопически это темно-серые или зеленовато-серые породы с порфировой структурой (фиг. 31). Характерной особенностью этих пород является присутствие кристаллически очень правильно выраженных крупных (иногда до 3—4 см), но обычно порядка 0,5—0,7 см кристаллов дипирамидального кварца, которые и составляют их отличительную особенность и позволяют определить породу даже в случае ее полного гидротермального изменения (фиг. 32). Кроме кварца, в таких же крупных кристаллах встречаются, хотя и значительно реже, вкрапленники роговой обманки, имеющие правильные кристаллографические формы. На отдельных участках наблюдается некоторое обогащение породы вкрапленниками роговой обманки, и в этих случаях намечаются переходы к кварц-роговообманковым порфиритам.

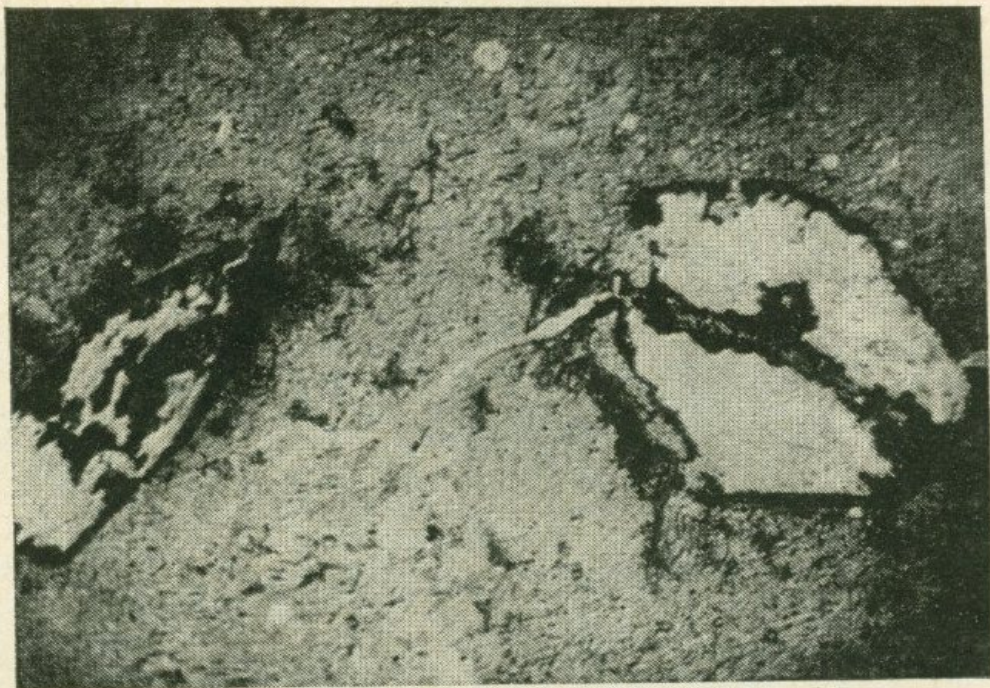
Плагиоклаз представлен мелкими (1—3 мм) вкрапленниками с нечеткими, расплывчатыми контурами.



Фиг. 31. Кварцевый порфирит барабатумской серии.  
Увел. 24, николи +



Фиг. 32. Кварцевый порфирит барабатумской серии  
с крупными дипирамидальными кристаллами кварца  
и призмами моноклиальных амфиболов. 1/8 нат. вел.



Фиг. 33. Псевдоморфоза хлорита и карбоната по роговой обманке. Увел. 15, николи ||

Основной минералогический состав породы — кварц и плагиоклаз (32—35% *An*).

Из вторично образованных минералов присутствуют хлорит, карбонат, серицит и пренит.

Акцессорные минералы представлены пиритом, марказитом и магнетитом. В отдельных шлифах встречаются кристаллики апатита.

Кварц представлен крупными кристалликами, которые обычно разбиты трещинками, заполненными хлоритом и карбонатом. Нередко контуры кварца корродированы.

В литературе хорошо известен низкотемпературный «дипирамидальный» кварц, относящийся к «кумберландскому типу» (подобный кварц кристаллизуется в лабораторных условиях при температуре около 180°). По-видимому, к этому типу кварца и следует отнести наши «дипирамидальные» формы кристалла, которые образовались в водных условиях и, вероятно, формировались при низких температурах.

Плагиоклаз составляет 20—25% породы и принадлежит, в основном, к андезину (32—35% *An*), в отдельных случаях содержание анортитовой молекулы в них доходит до 28%, т. е. принадлежит к олигоклазу. Кристаллы sdвойникованы по манебахскому закону;  $DN_g = 13^\circ$ ,  $DN_m = 76^\circ$ ,  $DN_p = 88^\circ$  —  $2V = 83^\circ$ ,  $Ng - Np = 0,007$ . Величина кристаллов достигает 1,5—2 мм в длину. Многие из них обнаруживают зональное строение. Свежих, хорошо сохранившихся кристаллов мало, в основном они разрушены и превращены в серицит и пренит.

## Химический состав кварцевых порфиров

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	Сумма
1	15	62,75	1,14	16,85	2,3	1,85	0,03	3,13	4,59	4,21	0,84	0,66	2,15	100,50
2	—	62,07	0,4	15,64	3,5	1,44	0,14	0,95	7,38	2,60	0,28	0,71	5,16	100,27
3	62П	60,00	0,31	18,73	6,24	—	0,08	2,76	3,58	5,20	0,60	—	1,72	99,21
4	991	59,75	0,35	15,36	5,21	3,24	0,10	3,22	5,69	2,60	0,50	0,50	3,82	100,34
5	23х	58,60	0,27	15,82	3,77	2,30	0,07	2,30	5,45	2,60	0,58	1,16	6,52	99,56
6	5219	56,15	0,40	19,88	6,64	0,47	0,29	6,13	1,29	1,65	0,50	0,44	4,18	99,40

## Числовые характеристики, по А. Н. Заварицкому

№ п/п	№ обр.	a	c	b	S	a'	c'	f'	m'	n	t	I	Q
1	15	10,80	5,33	9,53	73,33	—	3,68	39,00	57,35	88,3	1,41	56,0	11,74
2	—	6,67	8,0	8,38	76,94	—	21,24	57,52	21,24	93,33	0,48	68,75	32,55
3	62П	12,3	4,19	14,51	69,6	30,33	—	35,07	32,43	93,33	0,29	—	9,81
4	991	6,27	3,80	23,14	66,71	27,08	—	32,27	40,63	89,36	0,5	19,02	17,16
5	23х	7,21	7,23	13,37	73,62	12,66	—	51,26	36,76	87,5	0,4	30,3	24,06
6	5219	4,15	1,49	33,39	60,82	54,75	—	15,72	29,5	83,8	0,1	13,78	12,0

Образцы заимствованы:

15—у Д. Н. Логвина; 2 (п/п)—у В. Н. Котляра; 62П—у Р. А. Аракеляна, Г. О. Пиджяна. Места взятия перечисленных образцов не указаны. 991—у С. С. Ванюшина, образец взят у дороги к сел. Барабатум; 23х—у Ю. А. Лейе, образец взят из камнеломного карьера у дороги Кафан-Ленгруппа; 5219—у Ю. А. Лейе, взят к северу от Барабатумских рудников, из дайки.

Анализы произведены:

1—на хим. факультете Ереванского ун-та аналитиком В. М. Тараян; 2—в Хим. лабор. ЦНИГРИ, аналитиком Р. Ильницкой; 3, 4—в Хим. лабор. ИГН АН Арм. ССР аналитиком Т. Т. Авакян; 5, 6—в Центр. лабор. треста «Кавцветметразведка» аналитиком Н. В. Осиповой.

Присутствуют псевдоморфозы вторичных минералов по роговой обманке (фиг. 33), представляющие собой идиоморфные кристаллы с опацитовыми каемками, состоящими из тончайших зерен рудного минерала. Внутренняя часть кристаллов состоит из агрегата хлорита и карбоната. Количество таких «роговых обманок» в шлифе составляет 5—10%.

В тяжелой фракции искусственных шлихов установлены обыкновенная роговая обманка, авгит, апатит, корунд, гранат, циркон, барит, пирит, халькопирит, марказит, гематит, магнетит.

Степень развития вторичных процессов зависит от измененности пород. Характерно широкое развитие процессов серицитизации и карбонатизации и подчиненное значение процесса хлоритизации, что обусловлено отсутствием темных минералов в породе. Представление о химическом составе кварцевых порфиров дают анализы табл. 12.

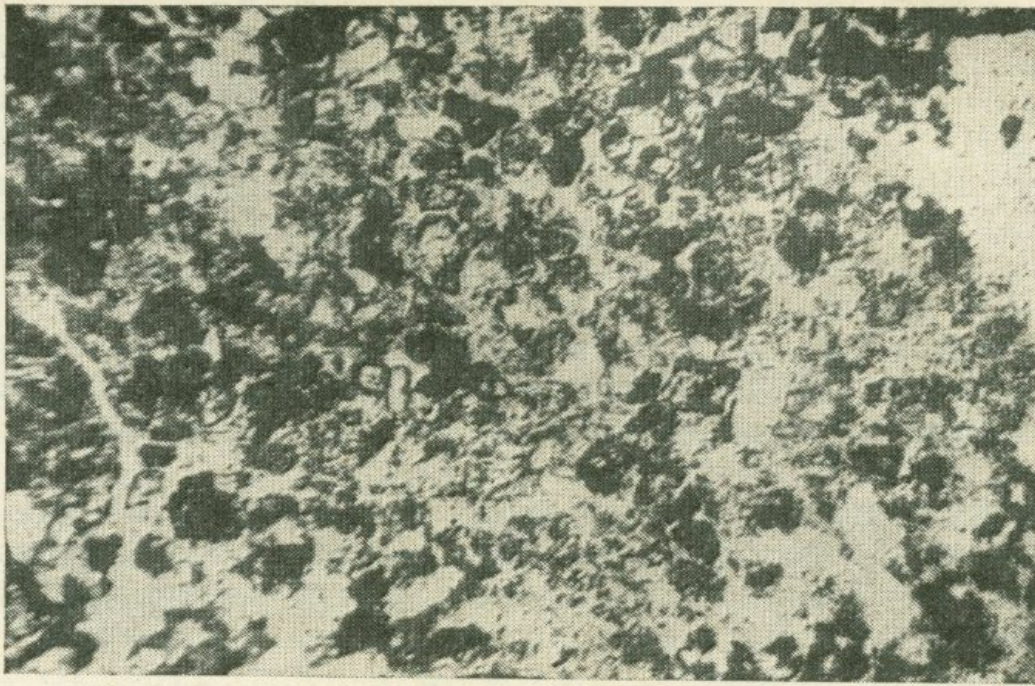
Как видно из петрографического описания, а также из химических анализов и их числовых характеристик, эти породы соответствуют кварцевым порфиритам.

### Верхняя осадочная серия

Образования верхней осадочной серии в основном развиты в пределах Кафанского антиклинория. Они представлены туфогенными конгломератами, туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, известковистыми туфопесчаниками, известняками и туффитами с резко подчиненными им потоками плагиоклазовых и диабазовых порфиров и витроандезитов.

Туфопесчаники верхней осадочной серии представлены плотными, мелко-среднезернистыми породами грязно-зеленого или желто-зеленого цвета, при этом пластовая отдельность в них более редкая и разбивает толщу на отдельные пласты мощностью 10—20 см.

От туфопесчаников нижней осадочной серии они резко отличаются присутствием зерен кварца, хорошо видимых невооруженным глазом. Под микроскопом породы обнаруживают кристаллокластическую, алеврито-пелитовую структуру с базальным цементом (фиг. 34). Здесь более отчетливо проявляются их отличительные особенности: интенсивная карбонатизация, присутствие слабоокатанных зерен кварца и значительно больший процент (чем в нижней осадочной серии) туфового материала. Кристаллокласты представлены полевыми шпатами и кварцем, а литокласты — обломками порфиритовых пород. Для пород нижней осадочной серии, в сравнении с верхней, характерно повышенное содержание закисного железа и заниженное — окисного, а также резко заниженное содержание кристаллизационной воды. Особенно показательным является преобладание MgO над CaO в породах



Фиг. 34. Туфопесчаник. Восточнее горы Саяд-даш.  
Увел. 24, николи +

нижней осадочной серии, что является признаком осадочных пород, т. е. пород, образовавшихся с привнесом терригенного материала.

Различие между туфопесчаниками описываемых толщ показывает также спектральный анализ. Так, для туфопесчаников нижней осадочной серии характерно присутствие Ni, Be, Sn (?) при их полном отсутствии в туфопесчаниках верхней осадочной серии.

Проведенные специальные анализы также показали существование различий между описываемыми туфопесчаниками.

Определение карбонатности пород показало, что если в туфопесчаниках нижней осадочной серии она никогда не бывает выше 5—6%, то в туфопесчаниках верхней осадочной серии карбонатность обычно превышает 10%.

Люминесцентно-битуминологическое изучение образцов туфопесчаников обеих серий показало присутствие в них очень малого количества битумов (0,000313—0,005%) нефтяного типа, при этом они качественно несколько отличны: для нижней осадочной серии характерно присутствие легкого маслянистого битума, для верхней — маслянистого или среднего битума.

Интересно также отметить, что при проведении спорово-пыльцевого анализа в продуктах мацерации туфопесчаников обеих серий споры и пыльца не были обнаружены, но в туфопесчаниках верхней осадочной серии, в ряде образцов были обнаружены растительные остатки, совершенно отсутствующие в туфопесчаниках нижней осадочной серии.

Описанные туфопесчаники, обогащаясь туфовым материалом, постепенно переходят в туфы. Мелкозернистые разновидности туфов обычно бывают кристаллокластические с псефито-псаммитовой структурой. Кристаллокласты представлены полевым шпатом и кварцем. Последний иногда наблюдается в форме маленьких бипирамид. В более грубозернистых туфах наряду с кристаллокластами появляются и литокласты, состоящие из обломков порфиритовой породы.

Известняки имеют весьма ограниченное распространение и исследованиями В. Н. Котляра, Ю. А. Лейе и Э. Г. Малхасяна отмечены только северо-западнее сел. Каварт и по руч. Чинар-дараси.

Среди туфоконгломератов, входящих в состав верхней осадочной серии, выделяются две разновидности: конгломераты с крупными (до 10—15 см в поперечнике), почти правильно округлыми гальками зеленоватых и серовато-фиолетовых кварцевых и кварц-лабрадоровых порфиритов с литокластическим туфовым цементом и туфоконгломераты с галькой удлинено-овальной формы светло-серой, иногда голубоватой окраски. Размеры этих галек по длине оси колеблются от долей сантиметра до 10 см и редко больше. Внешне они напоминают халцедон, давая характерный полураковистый излом и матовый блеск с хорошо видимыми довольно крупными (1—2 мм) вкрапленниками кварца. Под микроскопом видно, что они представляют собой кварцевые порфириты с микрофельзитовой структурой основной массы. Цемент в этих конгломератах туфовый, кристаллолитокластический, при этом обломки пород представлены порфиритами, а кристаллов — кварцем и плагиоклазом.

Приведенное описание конгломератов, а также наблюдавшиеся в поле гальки из этих конгломератов, представляющие непрерывный ряд от микрофельзитов к типичным кварцевым порфиритам указывает на их безусловную связь с последними. Эта связь подчеркивается также наличием бипирамидального кварца (характерного только для кварцевых порфиритов) в цементе конгломератов и маломощными линзами аналогичных туфоконгломератов в толще кварцевых порфиритов.

Формирование этого горизонта туфоконгломератов рисуется нам как завершающий этап среднеюрской вулканической деятельности в районе, когда эффузивные излияния кварцевых порфиритов сменились выбросами кластического материала, который в силу быстрого остывания, связанного с подводным протеканием процесса, не успевал полностью раскристаллизоваться.

Именно этот горизонт конгломератов с кварц-фельзитовыми гальками имеет маркирующее значение, являясь верхним горизонтом среднеюрских образований. По этим, характерным только для него галькам, он очень легко устанавливается в полевых условиях.



Кроме описанных разновидностей пород, в состав верхней осадочной серии входят также туффиты (туфосланцы), имеющие весьма ограниченное распространение. Они отмечены в виде маломощных (до 30—40 см) пластов севернее сел. Каварт, а также по р. Чинар-дараси.

## ВЕРХНЕЮРСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Вулканогенные образования верхнеюрского времени распространены наиболее широко, занимая обширную площадь, охватывающую территорию между реками Воротан и Аракс (средние течения). Преимущественно они представлены пирокластическими и туфогенно-осадочными образованиями — туфоконгломератами, туфобрекчиями и туфопесчаниками, которым подчинены покровы диабазовых и плагиоклазовых порфиритов, витроандезитов и кулисообразно залегающие пачки известняков и известковистых туфопесчаников.

Мощность верхнеюрской вулканогенной толщи превышает 1500 м.

В основании верхней юры непосредственно на среднеюрских образованиях залегает маломощный (0,5—1,5 м) пласт известняков и базальных конгломератов, который прослеживается далеко не повсеместно. Выше на известняках и конгломератах, там, где они отсутствуют, непосредственно на среднеюрских породах залегает пласт грубозернистых, сильно известковистых туфопесчаников, мощностью более 50 м. Именно в этих туфопесчаниках найдена фауна, датирующая их как лужитан. Интересно отметить, что в этих туфопесчаниках как в обломках, так и в цементе, совершенно не отмечен кварц, хотя описываемые породы нередко налегают непосредственно на кварцевые порфириты. Это явление свидетельствует о том, что материал для туфопесчаников привносился из совершенно другой области, где развиты продукты более основной магмы.

Вещественно описываемые туфопесчаники состоят из обломков порфиритов, плагиоклазов и сильно хлоритизированных пироксенов. Цемент представлен известняково-глинистыми материалами, в составе которых отмечаются мелкие осколки вулканического стекла, тонкочешуйчатые массы хлорита и рудная сырь (фиг. 35).

Туфоконгломераты имеют господствующее распространение среди верхнеюрских образований. Представлены они грубообломочными слоистыми породами темно-серого, участками фиолетового цвета. Слоистость в этих конгломератах нередко подчеркивается дифференциацией галек по крупности.

Гальки в туфоконгломератах представлены в большинстве своем лабрадоровыми и реже кварц-лабрадоровыми порфиритами

темно-серого или фиолетового цвета. Размеры их колеблются в широких пределах — от единиц до первых десятков сантиметров. В большинстве случаев гальки хорошо окатаны, вплоть до полировки и имеют округлую эллипсоидальную, реже шаровую форму (фиг. 36). Постепенными переходами с туфоконгломератами связаны агломераты (туфобрекчии), отличающиеся плохой степенью окатанности обломков, иногда угловатыми очертаниями их (фиг. 37).

Как отмечалось выше, толще туфоконгломератов подчинены эффузивные залежи диабазовых порфиритов, витроандезитов и плагиоклазовых порфиритов.

Диабазовые порфириты пользуются повсеместным распространением среди верхнеюрских пород, однако наиболее широко они распространены в северо-западной части района, на левобережье р. Халадж, а также севернее Цавского массива, образуя покровы мощностью до 250 м. Кроме того, маломощные потоки этих пород имеются также к северо-востоку от сел. Барабатум, в районе сел. Башкенд и Тасского перевала.

Впервые эти породы в пределах Кафанского рудного поля были описаны В. Н. Котляром и А. Л. Додиним.

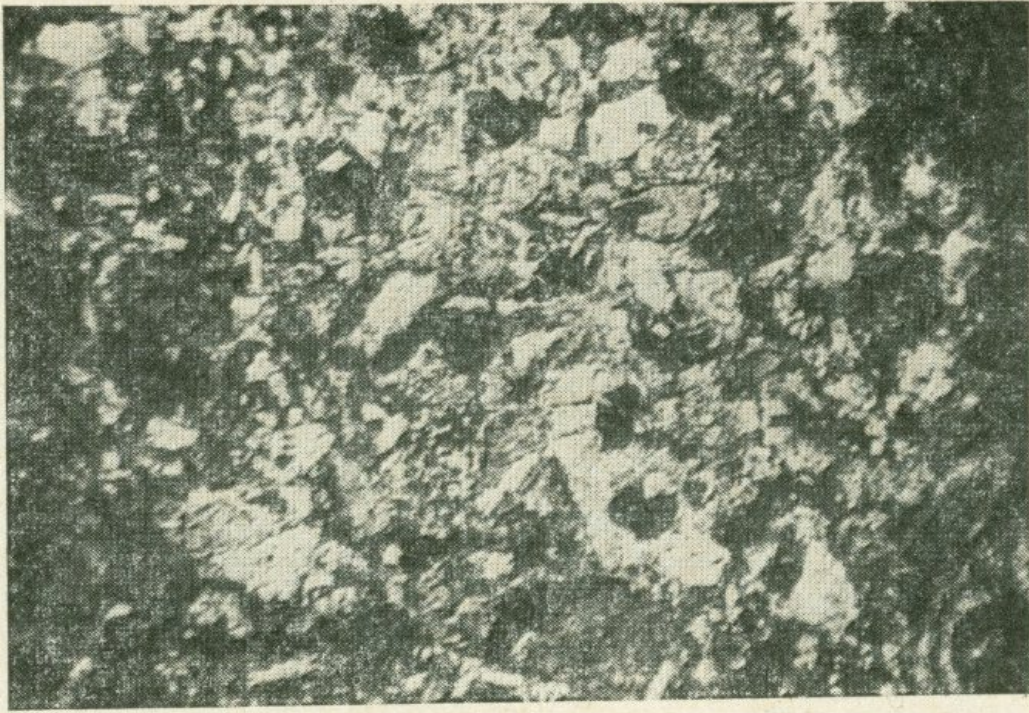
Макроскопически это темно-серые, почти черные мелкозернистые породы, иногда с ясно выраженным порфировым сложением.

Под микроскопом они характеризуются диабазовой структурой со сравнительно крупными порфировыми выделениями плагиоклаза, достигающими иногда по длинной оси 0,4 см (фиг. 38).

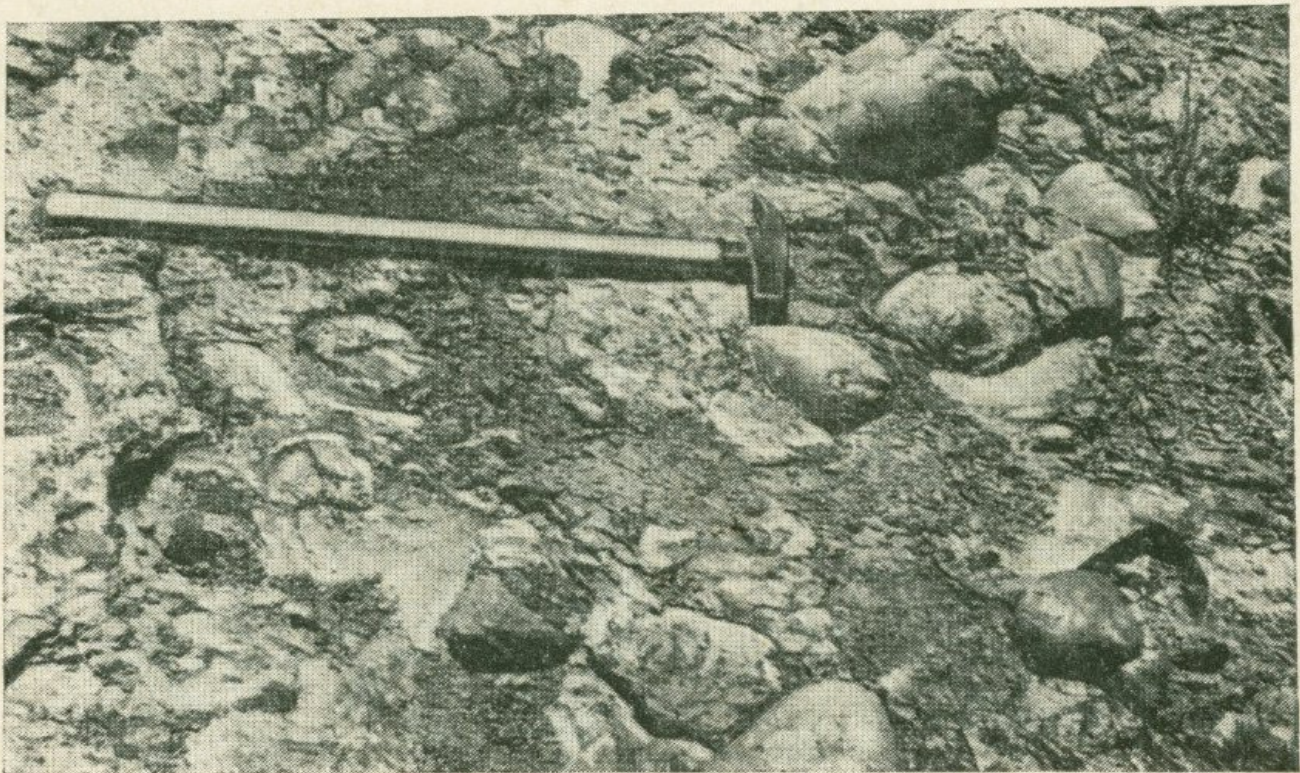
Несколько иначе выглядят диабазовые порфириты, развитые к северо-востоку от сел. Башкенд, которые под микроскопом обнаруживают интерсертальную или долеритовую структуру. Именно это обстоятельство послужило поводом Ю. А. Арапову названные образования относить к долеритам.

Вкрапленники плагиоклазов большей частью полностью замещены агрегатами из мелких зернышек серицита и цоизита с примесью хлорита и карбонатов. Часто плагиоклаз имеет зональное строение, при этом центральная часть зерна более основная — 43% и принадлежит к лабрадору ( $PNg = 77^\circ$ ,  $PNm = 26^\circ$ ,  $PNp = 67^\circ$ ),  $+2V = 72^\circ$ . В составе основной массы главную роль играют брусковидные микролиты плагиоклаза. Плагиоклаз микролитов большей частью зональный, также с лабрадором в ядре. Именно такой основной состав плагиоклазов, вероятно, и характеризует богатство породы СаО. Промежуточная масса обычно заполнена хлоритовым веществом. Наряду с хлоритом в тесной ассоциации наблюдаются неправильные выделения карбоната и гематита.

В тяжелой фракции искусственных шлихов установлены: авгит, сфен, барит, циркон, апатит, пирит, халькопирит, гематит, магнетит. Химический состав описываемых пород отражен в табл. 13.



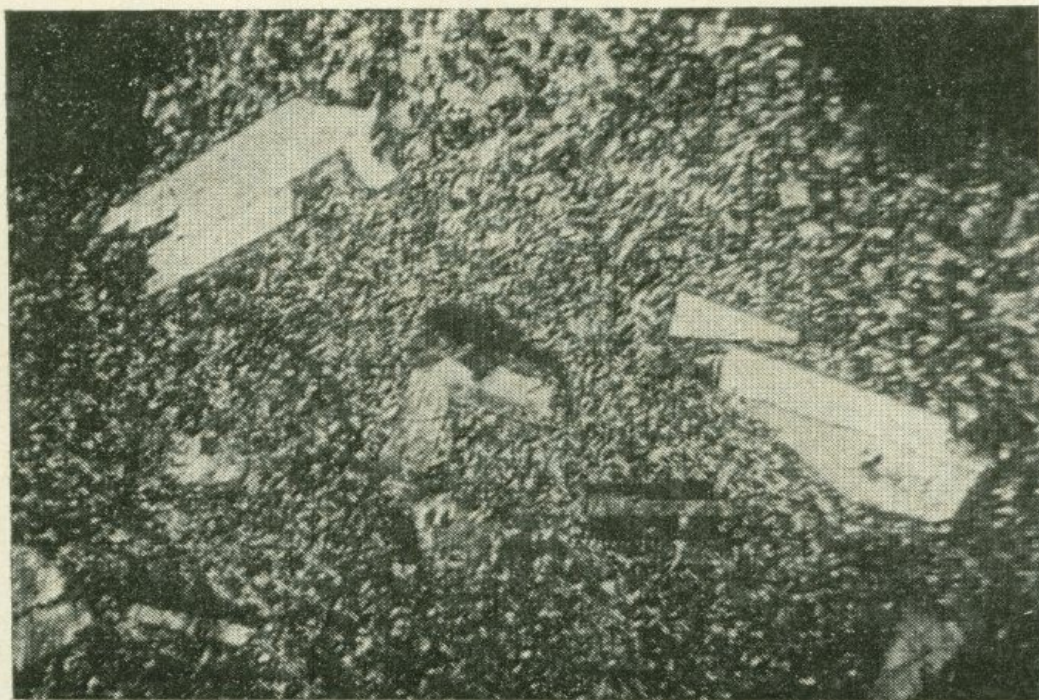
Фиг. 35. Туфопесчаник. Кафан. Увел. 24, николи †



Фиг. 36. Верхнеюрские туфоконгломераты. Кафан



Фиг. 37. Микротуфобрекчия. Кафан. Увел. 18, николи +



Фиг. 38. Диабазовый порфирит. Северо-восточнее села  
Барабатум. Увел. 24, николи +

## Химический состав диабазовых порфиров

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	Сумма
1	130	52,25	1,21	16,75	3,43	5,65	0,17	4,85	7,38	3,81	0,80	0,35	3,27	99,92
2	739	49,70	3,13	24,68	0,11	5,98	0,35	4,62	1,90	4,40	0,18	Не обн.	4,30	99,32
3	966	47,80	3,68	20,98	0,92	6,42	0,17	0,14	4,29	7,02	1,30	2,0	5,80	100,52
4	853	45,66	1,68	20,83	0,96	6,58	0,14	8,73	6,40	4,24	0,28	Не обн.	4,0	101,5
5	759	48,60	2,64	20,77	1,36	5,38	0,14	9,53	4,54	1,92	0,72	Не обн.	4,20	99,80
6	64г	50,09	1,17	17,42	4,21	5,23	0,16	6,29	5,85	5,18	0,8	0,42	3,12	99,93
7	92	49,2	0,97	11,90	7,43	8,5	0,16	4,61	8,1	2,08	0,5	0,58	6,62	100,65
8	815	47,47	2,09	12,54	5,72	8,02	Не опр.	5,16	6,22	3,83	0,58	0,44	5,82	99,98
9	433	51,03	0,75	20,56	1,57	1,12	0,31	5,68	8,79	2,16	0,70	0,55	2,45	99,33
10	35х	53,80	0,85	16,45	7,97	0,62	0,04	3,62	7,62	1,90	1,90	2,94	2,33	93,36

## Числовые характеристики диабазовых порфиров, по А. Н. Заварицкому

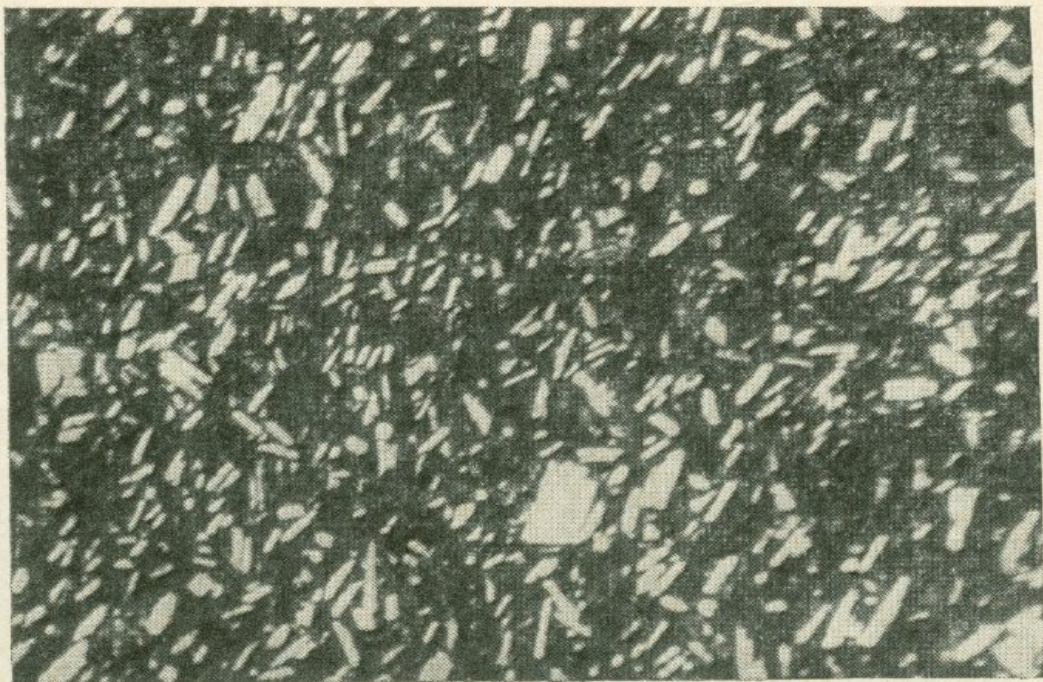
№ п/п	№ обр.	a	c	b	S	Q	a'	c'	f'	m'	n	t	J
1	130	10,0	6,7	20,7	63,1	-1,0	—	13,52	43,79	42,7	87,14	1,7	35,0
2	739	6,12	2,83	32,53	59,59	3,04	60,66	—	16,3	22,07	83,3	4,33	0,37
3	966	14,79	5,99	13,63	65,57	-4,41	38,86	—	57,71	2,28	88,9	5,46	6,85
4	853	7,31	8,18	28,48	56,02	-10,75	18,63	—	26,19	54,65	96,9	2,68	3,02
5	759	4,07	5,33	35,24	55,35	-2,76	38,06	—	17,35	44,22	81,5	3,91	3,35
6	64г	13,08	5,49	21,73	59,7	-12,25	—	8,73	40,45	50,48	90,3	1,8	41,6
7	92	5,6	5,6	28,5	60,2	3,7	—	16,8	29,08	54,08	87,2	1,3	43,4
8	815	10,83	2,7	33,74	52,70	-18,87	—	32,62	36,22	30,15	91,88	1,6	21,25
9	433	6,53	12,20	14,38	66,79	8,42	3,25	—	21,08	75,67	83,6	1,1	10,8
10	35х	4,3	8,1	17,16	70,0	23,3	—	13,5	47,5	33,8	82,1	1,1	43,8

Анализы произведены:

1 — в Химическом институте АН Арм. ССР, аналитик А. Саядян; 2—8 — ИГН АН Арм. ССР, первые четыре анализа производил аналитик Г. М. Джрбашян, последние три — Т. Т. Авакян; 9—10 — в Центр. хим. лабор. треста «Кавцветметразведка», аналитик Н. В. Осипова.

Образцы взяты:

130 — восточнее сел. Барабатур; 739 — в руднике «Капитальная штольня»; 966 и 759 — в руднике № 6; 853 и 815 — в руднике № 7 — 10; 64г и 92 (места взятия образцов не указаны) заимствованы у Р. А. Аракеяна и Г. Р. Пиджяна; 433 и 35х — к северо-востоку от сел. Башкенд (заимствован у Ю. А. Лейе).



Фиг. 39. Витроандезит. Кафан. Увел. 48, николи +

Витроандезиты имеют ограниченное распространение, образуя маломощный (до 10 м) поток, отмеченный в нижних горизонтах верхнеюрских образований северо-восточнее сел. Башкенд. Этот, согласно залегающий поток, прослеживается примерно на 200 м. Интересно отметить, что в лежащем боку внедрившегося тела витроандезиты имеют активный контакт с вмещающими туфоконгломератами, в то время как висячий явно размыт и в перекрывающих их туфоконгломератах встречаются витроандезитовые гальки. Это обстоятельство приводит к мысли об образовании витроандезитов с туфоконгломератами и дает возможность однозначно решить вопрос возраста описываемых пород в пользу верхнеюрского и морфологию как эффузивную.

Макроскопически это смоляно-черные, очень плотные, свежие породы с характерным полураковистым изломом. В естественных обнажениях они сильно трещиноваты, благодаря чему дают крупную остроугольную щебенку.

В верхних слоях потоков, как и в гальках, видимо, за счет выветривания витроандезиты приобретают темно-серую и даже серую окраску.

Под микроскопом порода имеет порфировую структуру с витрофировой основной массой и состоит из лейст плагиоклаза размером до 1—1,5 мм, погруженных в черный стекловатый базис (фиг. 39). Кое-где присутствуют редкие, более крупные выделения плагиоклаза, с отчетливыми идиоморфными таблитчатыми контурами. По симметричному углу угасания они отвечают андезину (30—32%  $An$ ).

## Химический состав витроандезитов

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	П. п.п.	Сумма
1	435	57,46	1,02	19,22	3,19	3,43	0,18	2,45	6,80	3,08	0,48	1,30	Не опр.	2,00	100,61
2	436	52,00	1,07	16,11	8,67	3,96	0,11	3,50	6,78	4,40	1,16	0,84	Не опр.	2,54	100,84
3	Б2	57,46	0,72	15,12	4,90	0,61	0,21	2,45	7,32	2,00	0,42	0,24	4,30	3,15	99,26

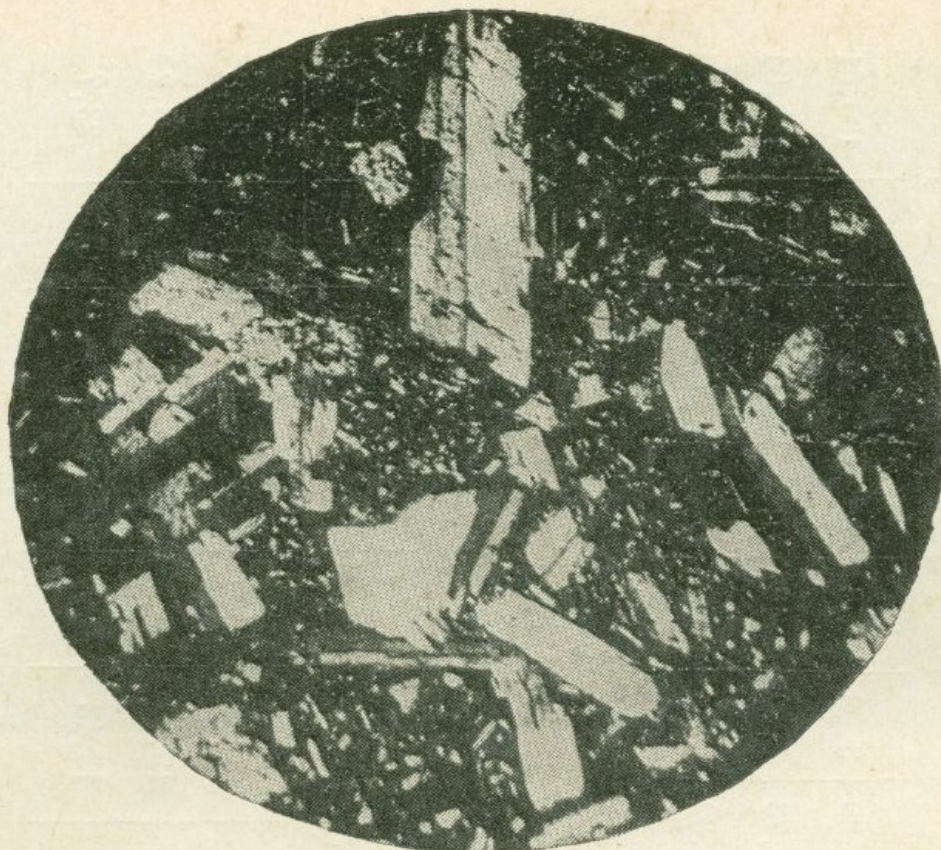
103

## Числовые характеристики витроандезитов, по А. Н. Заварицкому

№ п/п	№ обр.	a	c	b	S	Q	a'	c'	f'	m'	n	t	I
1	435	8,0	8,78	12,71	70,5	16,23	13,14	—	52,0	34,28	90,9	1,3	22,8
2	436	11,83	5,21	20,98	61,97	-4,92	—	15,77	55,0	29,17	85,0	1,6	36,2
3	Б2	6,4	8,85	11,82	73,68	-9,41	—	15,48	45,8	38,7	90,4	0,9	38,7

Образцы взяты в 500 м к северо-востоку от сел. Башкенд.

Анализы выполнены: 1 (серый витроандезит) и 2 (черный витроандезит) в хим. лабор. ИГН АН Арм. ССР, аналитик А. А. Петросян; 3 (черный витроандезит) в Центральной лабор. треста «Кавцветметразведка», аналитик Н. В. Осипова (заимствован у Ю. А. Лейе).



Фиг. 40. Плагиоклазовый порфирит. Северная часть Кавартского отрога. Увел. 24, николи +

Порода очень свежая, поэтому вторичнообразованных продуктов вообще не отмечается.

Редко черное вулканическое стекло преобладает над плагиоклазовыми лейстами.

Химические составы витроандезитов приведены в табл. 14.

Плагиоклазовые порфириты в основном развиты в районе Тасского перевала, между сел. Агарак и Хдранц (Хуступ-Чимьянская толща), а также имеют незначительное распространение, образуя небольшие согласные потоки в толще туфоосадочных пород к северу от сел. Барабатум.

Макроскопически это темно-серые, нередко фиолетовые породы, которые резко отличаются от своих среднеюрских аналогов цветом и особенно своею свежестью.

Под микроскопом порода обнаруживает порфировую структуру с беспорядочно расположенными вкрапленниками плагиоклаза, погруженными в бурое стекло (фиг. 40). Вкрапленники представлены свежими кристаллами и принадлежат к андезину ( $39\% An$ ,  $DNg = 51^\circ$ ,  $DNp = 42^\circ$  и  $DNm = 74^\circ$ ), давая sdвойникованные кристаллы «по призме» (110). Иногда только в некоторых кристаллах развиваются серицит и карбонат.

В тяжелой фракции искусственных шлихов плагиоклазовых порфиритов установлены авгит, обыкновенная роговая обманка,



## Химический состав верхнеюрских плагиоклазовых порфиритов

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	Сумма
1	47Г	54,48	1,04	16,70	4,02	5,04	0,09	3,71	7,8	3,97	0,33	0,40	2,6	100,16
2	125	53,04	0,82	14,27	5,0	7,21	0,13	4,07	5,65	2,7	1,1	—	6,8	100,79
3	82	57,2	0,52	17,13	4,10	5,16	0,16	2,82	4,1	2,52	1,0	0,57	4,84	100,12
4	57Г	53,87	0,78	17,74	3,05	5,0	0,06	2,61	10,05	1,20	0,66	0,39	4,23	99,94
5	144	53,49	1,09	14,38	6,28	4,0	Не опр.	1,69	12,05	3,67	0,68	0,40	2,04	99,97
6	3472	49,63	0,67	20,87	6,13	0,42	0,16	3,45	7,04	4,72	0,77	1,52	3,12	99,18

## Числовые характеристики плагиоклазовых порфиритов, по А. Н. Заварицкому

105

№ п/п	№ обр.	a	c	b	S	Q	a'	c'	f'	m'	n	t	J
1	47Г	9,53	6,89	18,13	65,44	4,94	—	16,47	47,64	36,07	95,55	1,47	41,66
2	125	8,18	6,86	19,72	65,23	8,25	—	2,59	60,37	37,03	78,57	1,12	38,27
3	82	7,20	5,15	19,98	67,65	15,77	—	—	44,52	24,38	78,43	0,62	41,93
4	57Г	4,54	10,30	15,83	68,71	18,66	31,09	16,74	52,15	31,10	80,0	1,21	35,18
5	144	9,25	5,25	22,08	63,37	3,04	—	44,12	42,53	13,33	89,28	1,43	24,76
6	3472	12,5	8,9	17,1	61,5	-10,9	—	2,18	60,70	37,11	90,4	1,0	33,1

Первые четыре анализа произведены в ИГН АН Арм. ССР, аналитик Т. Т. Авакян; обр. 144 — Ереванский политехн. ин-т, аналитик Б. О. Бедагян; обр. 3472 — Центральная хим. лабор. треста «Кавцветметразведка», аналитик Н. В. Осипова.

Для первых четырех анализов места взятия образцов не указаны, все четыре анализа заимствованы у Р. А. Аракеяна и Г. О. Пиджяна; обр. 144 взят восточнее сел. Каварт, а обр. 3472 — на правом берегу р. Халадж, 1 км севернее от одноименного участка (заимствован у Ю. А. Лейе).

эпидот, апатит, сфен, циркон, малахит, пирит, гематит, магнетит, сфалерит, халькопирит.

Значительно большее распространение имеет мандельштейновская разность этих порфиритов, отмеченных по правому склону р. Халадж, где они прослеживаются непрерывной полосой на протяжении 1,5—2,0 км на Тасском перевале и в районе сел. Агарак и Хдранц. Миндалины в основном представлены цеолитами.

Заканчивая описание верхнеюрских пород, необходимо еще раз подчеркнуть, что отличительной особенностью этих пород является свежесть (в сравнении со среднеюрскими породами) и полное отсутствие гидротермально измененных разностей. Среди этих пород отмечаются только маломощные, хотя и достаточно многочисленные, прожилки молочно-белого кварца, карбонатов и очень редко флюорита и эпидота. С последними иногда бывает связана самородная медь, совершенно не характерная для промышленного оруденения Кафана. Химический состав данных пород отражен в анализах табл. 15.

Из результатов химических анализов и их числовых характеристик, а также из минералогического состава видно, что данные породы принадлежат к типичным порфиритам.

## ОБРАЗОВАНИЯ СУБВУЛКАНИЧЕСКОЙ ФАЦИИ

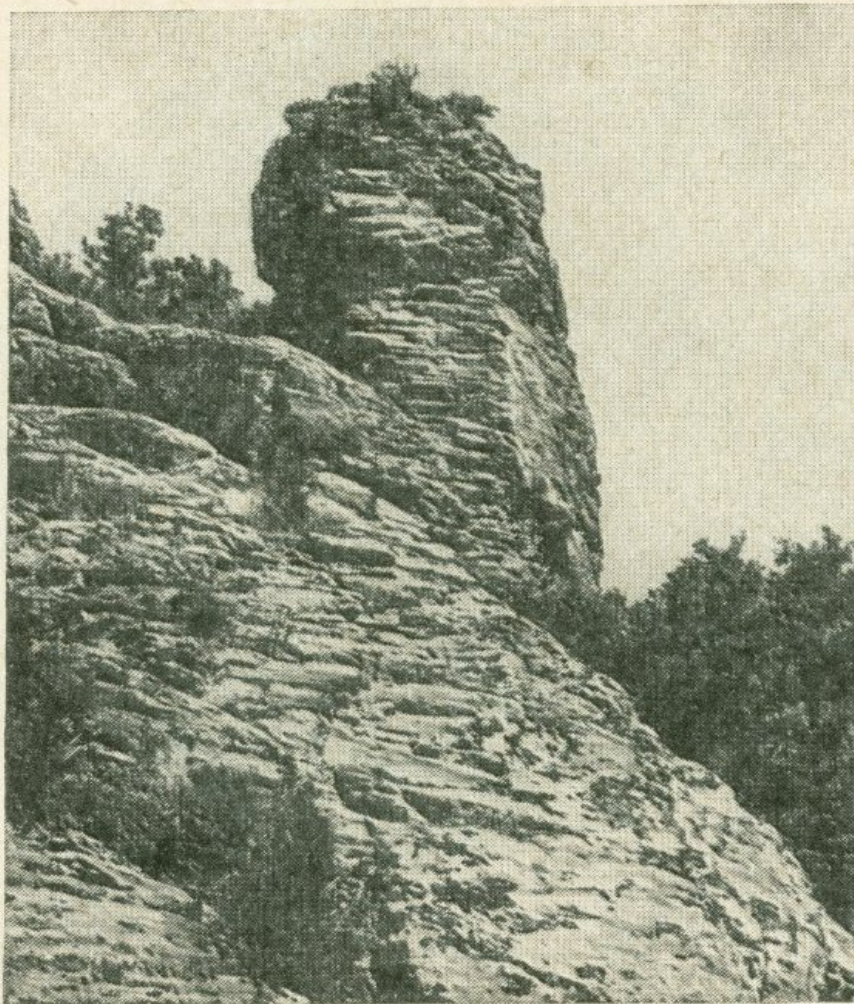
В Южной Армении субвулканические образования юрского периода имеют ограниченное площадное распространение и представлены кварцевыми порфирами и альбитофирами, формировавшимися соответственно в средне- и верхнеюрское время.

### Кварцевые порфиры

Наиболее широким распространением кварцевые порфиры пользуются на Саяд-дашском хребте, юго-восточнее вершины Арчадзор, южнее сел. Каварт в Гализурском ущелье и около сел. Норашеник.

В пределах описываемого района они впервые были описаны В. Н. Котляром и А. Л. Додиним в 1936 г. как образования двух фаций — интрузивной и эффузивной. Как самостоятельный экструживно-интрузивный комплекс выделен Ю. А. Лейе в 1959 г. В состав этого комплекса входят экструживы, т. е. породы, выполняющие вулканические жерла (Котляр, 1960), субвулканические образования, дайки, силлы (по М. А. Усову (1925) — силловая фация эффузивов) и эффузивные покровы.

Секущие тела кварцевых порфиритов обычно залегают в виде удлиненных дайкообразных тел, часто с неровными извилистыми и не всегда четкими контактами и апофизами во вмещаю-

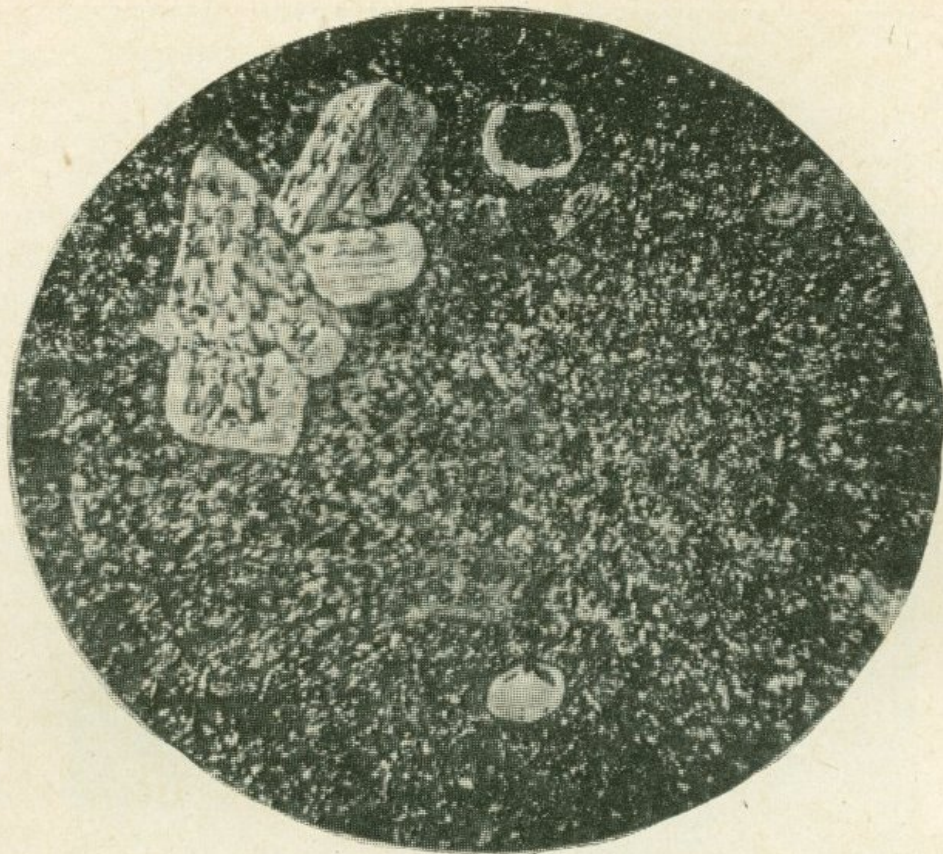


Фиг. 41. Дайка кварцевых порфиров. Гора Арчазур

щие породы (фиг. 41). Мощность их колеблется от 1—2 до 150 м при протяженности до 800 м. В тех случаях, когда мощные дайкообразные тела вскрыты горными выработками, удается установить, что вверху их мощность увеличивается и в разрезе они имеют воронкообразную форму. Маломощные дайки в большинстве случаев имеют ровные, параллельные контакты. Положительных форм микрорельефа секущие тела кварцевых порфиров обычно не образуют в силу их интенсивного гидротермального изменения и, благодаря этому, большой податливости разрушению.

Гидротермально измененные разности этих пород, преимущественно распространенные в пределах Кафанского месторождения, бывают значительно изменены и заохрены, однако их текстурные особенности полностью сохраняются и они легко распознаются по характерным фенокристам («глазкам») кварца. В элювии, у естественных обнажений кварцевые порфиры дают весьма характерную угловатую дресву изометричной формы.

Контактовые воздействия кварцевых порфиров на вмещающие породы выражены очень слабо.



Фиг. 42. Кварцевый порфир. Гора Саяд-даш.  
Увел. 24, николи +

Макроскопически слабоизмененные разновидности представляют собою голубовато- или зеленовато-серые образования порфирового сложения с хорошо видимыми вкрапленниками кварца и плагиоклаза. Размеры вкрапленников достигают 3 мм величины. Плагиоклазовые зерна по отношению к кварцевым имеют подчиненное значение. Иногда кварц представлен правильными бипирамидками.

Структура породы порфировая с микрофельзитовой структурой основной массы (фиг. 42). Основная масса состоит из мелкокристаллического кварц-полевошпатового вещества, в котором неравномерно распылен хлорит в виде мельчайших чешуек.

Плагиоклазитовые фенокристы принадлежат к олигоклазу (№ 26—30), а иногда и к андезину (№ 30—38).

Кварц в основном представлен кристаллами неправильной формы. Почти во всех шлифах он сильно корродирован. Коррозия иногда заходит настолько глубоко, что от кварца остаются лишь небольшие реликты. Часто зерна кварца трещиноваты и заполнены или основной массой или же кальцитом и хлоритом. Кроме магматического, т. е. первичного кварца, отмечается также наличие вторично-гидротермального, более низкотемпературного кварца.

Количество рудного минерала в разных шлифах не постоянное и не превышает 2%. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом.

Представление о количественных соотношениях дает табл. 16, а о химическом составе данных пород — табл. 17.

Таблица 16

Средний количественно-минеральный состав кварцевых порфиров, в %

Минерал	Плагиоклаз	Кварц	Плагиоклаз + калиевый полевой шпат	Хлорит	Рудный	Акцессорный	Общее количество, %
Вкрапленники	20,0	13,0	—	—	—	—	30,0
Основная масса	—	12,5	47,0	5	2	0,5	67,0
Всего . .	20,0	25,5	47,0	5	2	0,5	100

Средние нормативные составы кварцевых порфиров Южной Армении следующие:

<i>or</i> — 16,7	<i>hm</i> — 2,1
<i>ab</i> — 31,7	<i>di</i> — 1,4
<i>an</i> — 6,8	<i>ib</i> — 0,5
<i>c</i> — 3,7	<i>mt</i> — 0,4
<i>Q</i> — 36,7	100,0

Как видно из приведенных результатов химических анализов кварцевых порфиров, их числовых характеристик и минерального состава, они весьма отличаются от кварцевых порфиритов барабатумской серии, которые могут сопоставляться только с кварцевыми диоритами. Это обстоятельство позволяет рассматривать кварцевые порфиры как разновременные и отличающиеся по составу образования и не считать их корнями барабатумских эффузивных образований, как это предполагали Р. А. Аракелян и Г. О. Пиджян (1956).

Кислый состав описываемых образований (количество  $\text{SiO}_2$  в среднем равно 70%), наличие плагиоклаза состава олигоклаз-андезин, преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  и плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, который не всегда присутствует, позволяет породы указанных образований отнести к плагиопорфирам.

## Химический состав кварцевых порфиров

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	Сумма
1	85	71,18	0,48	11,64	1,38	1,94	0,12	1,34	4,86	2,22	1,70	0,28	3,1	100,24
2	81	70,00	0,6	14,25	2,70	3,28	0,11	2,53	0,77	2,58	0,46	0,22	3,08	100,58
3	36	66,77	0,56	12,93	1,80	2,89	0,11	1,31	3,75	2,87	1,44	0,55	4,74	99,72
4	100	73,96	0,40	15,77	0,15	1,58	0,04	1,0	0,35	2,97	0,16	0,48	2,86	99,72
5	125	69,42	0,39	14,84	0,85	2,66	0,07	2,45	1,47	3,22	0,91	0,43	2,95	99,65
6	172	67,95	0,48	9,14	7,65	3,57	0,14	2,83	1,57	1,82	1,15	0,20	3,60	100,10
7	К-4	64,37	0,15	17,26	3,0	0,52	сл.	1,12	0,73	2,68	2,23	1,01	3,75	99,16
8	14	66,96	0,63	14,05	2,20	2,87	0,11	2,90	2,24	2,92	0,87	0,79	2,79	99,33

## Числовые характеристики указанных пород, по А. Н. Заварицкому

№ п/п	№ обр.	a	c	b	S	Q	a'	c'	f'	m'	n	t	I
1	85	7,2	4,1	7,1	81,6	44,7		25,0	42,3	31,7	66,0	0,5	17,3
2	81	5,94	0,8	19,03	74,1	36,65	52,49	—	26,2	20,93	89,3	0,6	11,3
3	36	8,68	4,63	6,91	79,77	37,56	—	2,06	65,0	33,0	75,2	0,7	35,0
4	100	6,16	0,37	15,72	77,73	42,79	80,0	—	9,20	10,80	95,9	0,4	0,4
5	125	5,86	1,69	16,65	75,76	37,61	58,03	—	18,43	23,52	77,7	0,4	3,92
6	172	5,44	1,86	17,14	75,47	38,29	15,11	—	57,36	27,17	69,8	0,53	37,5
7	К-4	10,00	0,97	8,88	80,14	39,32	30,65	—	39,50	23,53	65,6	0,1	32,0
8	14	7,6	2,7	14,7	75,0	32,1	37,2	—	31,2	32,6	80,7	0,7	12,7

Анализы произведены:

Обр. 85, 81 и 172 в ИГН АН Арм. ССР, аналитик А. А. Петросян; обр. 100 и 125 там же, аналитик Т. Т. Авакян; обр. 36 в ЦНИГРИ, аналитик Р. Ильницкий (заимствован у В. Н. Котляра); обр. К-4 и 14 в Центр. лабор. треста «Кавцветразведка», аналитик Н. В. Осипова (заимствован у Ю. А. Лейе).

Образцы взяты:

85 на южном склоне горы Саяд-даш; 81 на вершине горы Саяд-даш (измененная дайка); 36 на перевале к горе Саяд-даш; 100 в ущелье Галидзор (выветрелая разновидность); 125 около сел. Норашиник; К-4 на участке Куртамяк; 14 северо-восточнее сел. Норашиник (эффузивный покров).

## Кварцевые альбитофиры

Во всей Южной Армении кварцевые альбитофиры юрского времени известны только на Саяд-дашском хребте, где они образуют типичные экстррузивные конусообразные купола с крутыми отвесными стенками и небольшие дайки северо-западного и северо-восточного простирания. Наиболее крупный штокообразный массив кварцевых альбитофиров слагает вершину горы Саяд-даш, занимая площадь около 1 км<sup>2</sup>. Сравнительно небольшие выходы кварцевых альбитофиров констатированы на высоте Сари-прах и в Галидзорском ущелье, а также несколько южнее сел. Башкенд среди верхнеюрских конгломератов. Этот факт, впервые отмеченный Ю. А. Араповым, дает указание о нижнем возрастном пределе описываемых пород как верхнеюрском.

По форме залегания эти породы имеют штокообразную форму, встречаются также дайкообразные внедрения. Простирание последних в основном СЗ 330—345°. Мощность их от 10 до 30 м, а длина иногда достигает до 400 м. Саяд-дашский выход имеет форму экстррузивного пика (фиг. 43).

В субвулканических телах довольно часто проявляется горизонтальная поленообразная отдельность (фиг. 44).

Макроскопически кварцевые альбитофиры представляют собой плотные тонкозернистые фиолетового, реже зеленовато-серого и светло-розового цвета породы с небольшими стекловатыми, прозрачными вкрапленниками кристалликов кварца, достигающих иногда до 3 мм величины. В случае гидротермального изменения порода приобретает светло-розоватую, желтовато-серую или белую окраску.

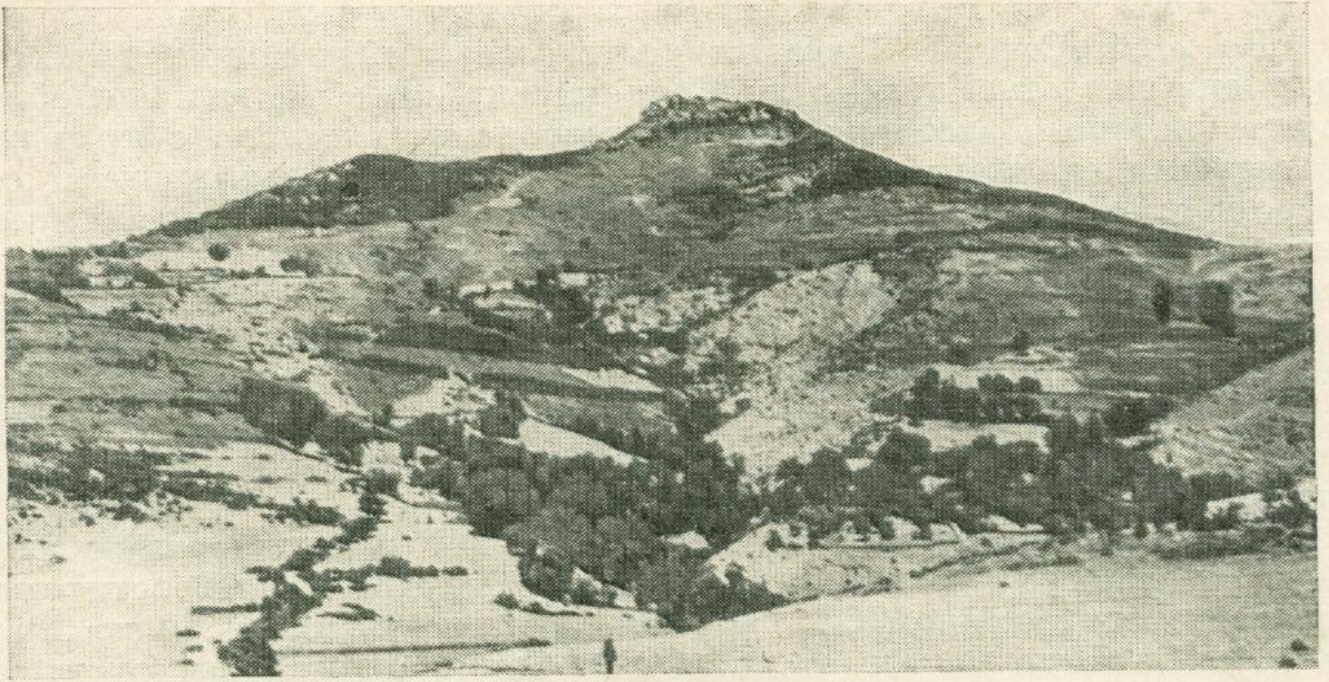
Структура породы порфировая с гиалопилитовой или микрофельзитовой структурой основной массы (фиг. 45). На отдельных участках проявляется микропегматитовое строение.

Основной минеральный состав альбитофиров — кварц и плагиоклаз. Вторично образованные минералы представлены серицитом и хлоритом. Из акцессорных минералов встречаются апатит и рудный минерал.

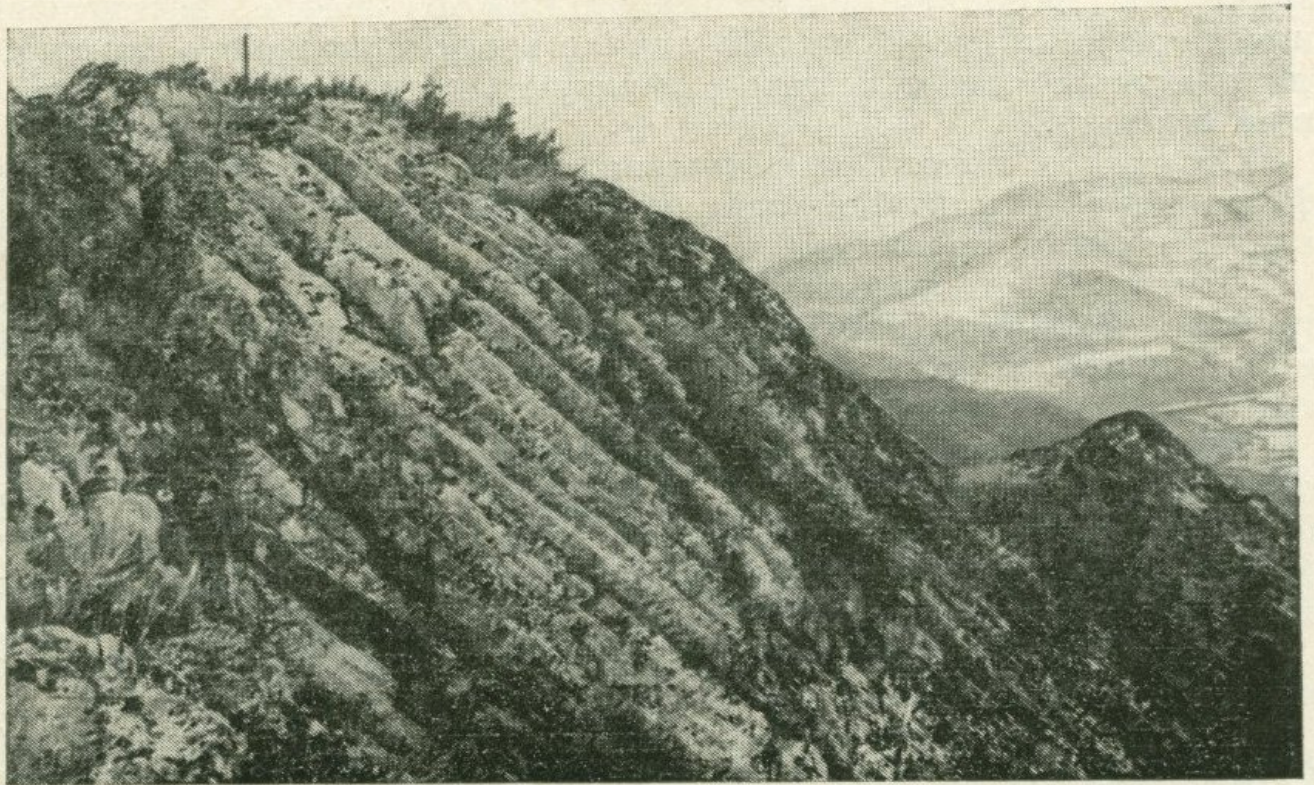
Фенокристаллы кварца по количеству занимают первое место в породе (20—25, редко 15%). В основном они представлены хорошо сохранившимися кристаллами, однако в измененных альбитофирах кварц корродирован, трещиноват, а иногда окружен очень тонкой серицитовой каймой.

Очень часто встречается пегматитовое прорастание полевого шпата с кварцем.

Плагиоклаз представлен исключительно альбитом (0—10%),  $DNg = 75^\circ$ ,  $DNm = 28^\circ$ ,  $DNp = 67^\circ$ ;  $DNg = 81^\circ$ ,  $DNm = 58^\circ$ ,  $DNp = 35^\circ$ ;  $DNg = 80^\circ$ ,  $DNm = 15^\circ$ ,  $DNp = 80^\circ$ ;  $DNg = 12^\circ$ ,  $DNm = 80^\circ$ ,  $DNp = 84\frac{1}{2}^\circ$  и др.,  $+2V = 73^\circ$ ,  $Ng - Np = 0,010$ . Короткопризматические кристаллы представлены альбитовыми



Фиг. 43. Экструзивный конус альбитофиров на вершине горы Саяд-даш (вид с востока)



Фиг. 44. Столбчатая отдельность альбитофиров (Кафанский район)





Фиг. 45. Альбитофир. Увел. 24, николи ||

(больше всего), карлсбадскими, бавенскими и другими двойниками. Плагиоклаз составляет 8—10% породы.

Для суждения о химизме указанных альбитофиров приводим результаты химических анализов в табл. 18. Анализированные породы выбраны из числа сравнительно малоизмененных пород, в которых вторичные процессы развиты весьма незначительно.

В анализах образцов альбитофиров 92 и 13 привлекает внимание повышенное содержание окиси натрия, что, по всей вероятности, следует связывать с привнесом натрия в процессе альбитизации, а в анализе обр. 91—повышенное содержание калия. Последнее, пересчитанное на нормативное содержание минералов, показывает, что содержание калиевого полевого шпата (ортоклаз?) достигает 8,9% при полном отсутствии его минералогического проявления. Возможно отчасти  $K_2O$  входит в состав молекулы альбита (вкрапленники и микролиты). Кроме того,  $K_2O$  может входить в состав тонкокристаллической основной массы альбитофиров. В анализе обр. 92 характерно повышенное содержание суммарного (и особенно закисного) железа. Описанный образец представлен темно-фиолетовой разновидностью альбитофиров.

Контактовое воздействие альбитофиров на вмещающие породы не всегда выражено четко.

Гидротермально-измененные разновидности макроскопически отличаются серо-желтоватым или светло-серыми цветами. В гид-

## Химический состав кварцевых альбитофиров

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	Сумма
1	91	77,60	0,27	12,23	2,14	0,14	0,04	0,88	0,66	2,90	2,20	0,22	1,16	100,44
2	92	77,08	0,26	8,12	7,70	Не обн.	0,04	Следы	0,58	5,48	0,40	0,14	0,78	100,58
3	13	72,97	0,77	13,23	2,91	0,43	0,07	0,91	1,11	5,39	0,29	0,59	1,28	99,75
4	15	70,86	0,38	14,59	3,56	0,29	0,04	0,89	1,26	5,53	1,46	0,45	1,15	100,46

## Числовые характеристики кварцевых альбитофиров, по А. Н. Заварицкому

VII

№ п/п	№ обр.	a	c	b	S	Q	a'	c'	f'	m' =	n	t	I
1	91	8,9	0,76	7,94	82,4	46,24	60,8	—	22,4	16,8	67,1	0,3	20,8
2	92	10,2	1,8	5,03	82,9	43,67	—	12,7	87,19	0	94,9	0,31	87,19
3	13	11,6	1,3	6,7	80,2	36,1	38,4	—	41,3	21,1	95,8	0,8	85,7
4	15	13,8	1,4	7,1	77,7	26,4	35,2	—	43,9	20,3	84,9	0,42	41,2

Анализы произведены;

Обр. 91 и 92 в ИГН АН Арм. ССР, аналитик А. А. Петросян; обр. 13 в ЦНИГРИ, аналитик Р. П. Ильницкий (заимствован у В. Н. Котляра и А. Л. Додина); обр. 15 в Центр. аналит. лабор. НИГМИ, аналитик Г. И. Никитина (заимствован у Ю. А. Лейе).

Образцы взяты:

91 и 92 на восточном склоне вершины горы Саяд-дан; 13 в южной части вершины горы Саяд-дан; 15 из эффузивного покрова в районе сел. Хлатанг.

ротермально-измененных разностях под микроскопом наблюдается большое количество пирита и пелитизированной массы. Хорошо сохранились фенокристаллы кварца как более стойкие минеральные воды. Иногда они корродированы и раздроблены. Вокруг таких кристаллов отмечается тонкая серицитовая каемка.

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНОЙ АРМЕНИИ В ЮРСКИЙ ПЕРИОД

Геологическая история развития Южной Армении (Зангезура) в юрский период начинается с нижне- (?) юрского времени.

Принимая во внимание предположение К. Н. Паффенгольца и С. С. Мкртчяна о том, что в основании юрских образований Кафанского рудного района, на глубине порядка 1000 м залегают метаморфизованные породы палеозоя (Сm—D), мы вправе считать, что до юрского времени этот участок земной коры представлял собой сушу и подвергался интенсивной денудации.

В нижне- (?) юрское время в пределах Зангезура происходят мощные излияния трещинного типа среднеосновной лавы, характеризующиеся псевдобрекчиевым строением пород. На основании таких такситовых текстурных особенностей Э. Г. Малхасян и Ю. А. Лейе (1956) предположили, что накопление основной массы происходило в подводных условиях, в прибрежной зоне. Такое мнение подтверждается наличием очень грубых, плохо окатанных конгломератов среди толщи нижне- (?) юрских пород и редких линз слоистых туфов, отмеченных на юго-западном крыле Кафанской антиклинали.

Вулканическая деятельность такого характера протекала, видимо, на протяжении всей нижней (?) юры и только в конце ее она затухает и указанная территория вновь (после кратковременного поднятия) погружается, затопляясь морем. Этот период истории Зангезура (Кафанская антиклинальная зона) оставляет после себя вполне определенный геологический документ, представленный туфоосадочными образованиями (нижняя осадочная серия). Трансгрессивное налегание последних на породы нижней (?) юры свидетельствует не только о перерыве в вулканической деятельности, но и о кратковременном поднятии района и незначительной регрессии моря.

После отмеченного перерыва вновь возобновляется вулканическая деятельность, которая продолжается все среднеюрское время. Результатом ее явилось образование мощных свит плагиоклазовых, кварц-плагиоклазовых и кварцевых порфиритов. В это время, видимо, несколько изменился и характер вулканической деятельности — параллельно с трещинными излияниями значительную роль здесь играли взрывные извержения, о чем свидетельствуют

широко развитые среди среднеюрских пород пирокластические образования.

В течение всей средней юры в области господствовали подводные условия, хотя и не исключена возможность существования мелких вулканических островов. О подводных условиях накопления говорят не только повсеместно отмеченные маломощные пропластки туфоосадочных пород, но текстуры (мандельштейновые) самих вулканогенных пород и формы их отдельности (шаровые, типа *pillow — lava* для кварцевых порфиритов).

К концу средней юры излияния лав сменяются выбросами лапильно-туфового материала, усиливается седиментация терригенного материала, местами накапливаются известняки — происходит образование верхней осадочной серии. Трансгрессивное залегание верхнеюрской вулканогенно-осадочной толщи с небольшим угловым несогласием на породах средней юры, выпадение из разреза отложений бата и келловея и, наконец, наличие маломощного пласта базальных конгломератов с гальками пород средней юры, залегающего над породами верхнего осадочного комплекса средней юры, является следствием проявлений крупных колебательных движений на границе средней и верхней юры и указывает на то, что часть среднеюрской толщи была приподнята над морем позднедонской эпохой и подвергалась размыву.

С этой же фазой связано формирование субвулканических образований кварцевых порфиров и альбитофиров, которыми и обусловлено проявление предверхнеюрского металлогенического цикла, в процессе которого были сформированы все рудные тела Кафанского рудного поля.

Начало верхнеюрского периода характеризуется затишьем вулканической деятельности. Происходит накопление туфоосадочных пород, богатых морской фауной и местами переходящих в рифовые известняки. После относительно короткого затишья вновь возобновляется вулканическая деятельность, носящая резко выраженный взрывной характер — потоки лав плагиоклазовых и диабазовых порфиритов, а также витроандезитов резко подчинены мощной толще туфоконгломератов и туфобрекчий, сцементированных сильно известковистыми слоистыми туфопесчаниками. Излияние в верхнеюрское время происходило из многих центров и носило в основном локальный характер.

В общем магматическом цикле юрского периода наблюдается эволюция магмы от среднего состава к кислому. В нижнеюрское время преобладающим типом являлись трещинные излияния; в верхней юре широкое развитие получили взрывные извержения, давшие мощные толщи пирокластических образований, покрывших огромные площадки.

Подобная последовательность в характере извержений находится в полном соответствии с тектоническим развитием описываемой области. Имеющиеся данные позволяют говорить о том, что

широкая северо-восточная геосинклинальная зона Малого Кавказа, которая в палеозое подвергалась размыву, с лейаса, а местами уже с верхнего триаса (?) начала погружаться. В связи с этим погружением, происходившим на протяжении всей нижней и средней юры, образовались крупные разломы, открывшие пути для магмы. В описываемой области это привело сначала к формированию мощной толщи (порядка 1000 м) брекчиевидных порфиритов, а затем, после небольшого перерыва, толщи среднеюрских вулканогенных образований. По мнению Л. Н. Леонтьева (1950) и Е. Е. Милановского (1956), в результате дифференциальных движений по глубоким разломам уже к верхнему байосу-бату образовался ряд поднятий, ориентированных кулисообразно к общему направлению прогиба. В дальнейшем эти поднятия разрослись и расчленили прогиб на ряд отдельных геосинклинальных участков. В Южной Армении геосинклинальный режим сохранялся в течение всей верхней юры, чем и следует объяснять присутствие здесь мощных толщ вулканогенных образований верхнеюрского возраста. К концу юрского периода в основном завершилось формирование внутренних поднятий сложно построенной Сомхето-Карабахской тектонической зоны и в связи с этим в их пределах практически прекратилась вулканическая деятельность.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ  
ЮРСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ  
АРМЕНИИ

Для химической характеристики юрских вулканогенных пород Армении мы располагаем 137 полными химическими анализами (см. сводную таблицу химических анализов). Из них на долю пород, слагающих толщу зеленокаменных образований, приходится 18 анализов, на долю кератофиров 13, альбитофиров и кварцевых альбитофиров 10, кварцевых плагиопорфилов 34, туфов 1, порфириты среднеюрской толщи представлены 30 анализами, верхнеюрские образования 26, а субвулканические образования (кроме альбитофиров и плагиопорфилов) 6 анализами.

Как видно из цветной диаграммы, общий химический облик пород варьирует в довольно широких пределах от базальтоидного к кислому, а иногда замечаются породы, сильно обогащенные глиноземом. В группах одноименных пород также отмечаются отклонения от средних типов в силу различных причин, в том числе в результате наложения метаморфизма. В целом наблюдается, что к концу каждого вулканического цикла характер магмы становится кислым с появлением богатых глиноземом разновидностей.

На диаграмме видно, что породы, сходные между собой по кислотности, но относящиеся к разным фациям — эффузивным и субвулканическим, по химизму близки друг к другу; это может рассматриваться как указание на связь пород этих фаций с одним и тем же магматическим очагом или очагами. Колебания в содержании отдельных окислов для отдельных групп пород имеют место в сравнительно узких пределах.

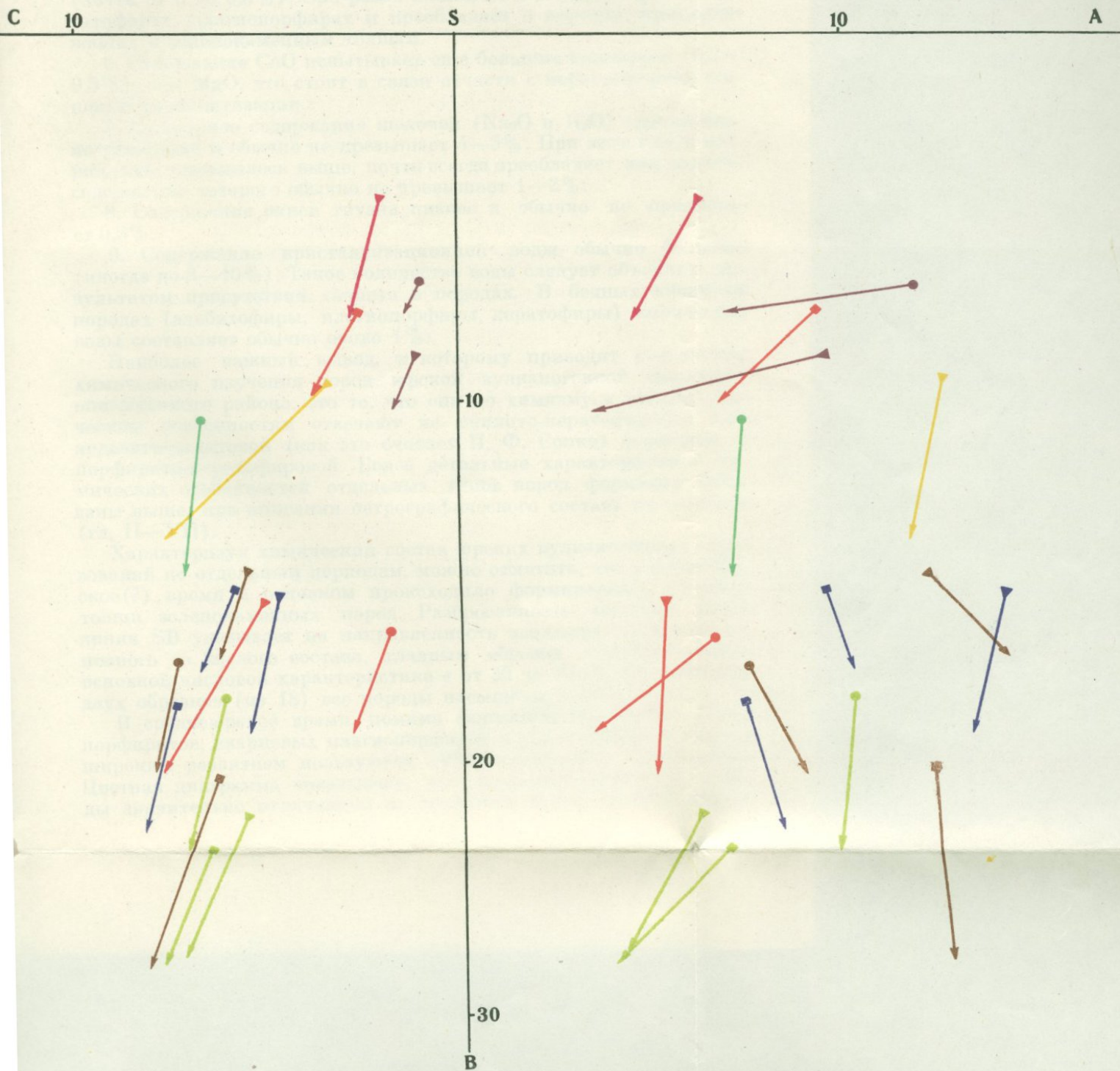
Из результатов химических анализов и диаграмм числовых характеристик можно сделать некоторые общие заключения:

1. Векторы поля ASB в большинстве случаев являются круто направленными вниз и длинными, что указывает на высокое содержание железа и магния в породах и сравнительно малое содержание кальция.

2. В ряде случаев породы (альбитофиры, кератофиры и кварцевые плагиопорфиры) пересыщены глиноземом, что хорошо отражено на диаграмме резким наклоном векторов на плоскости ASB влево, указывающими на преобладание глинозема в породах и их бедность железом и магнием.

3. Векторы поля CSB расположены сравнительно ближе к оси SB, чем точки поля ASB. Это указывает на то, что в породах щелочные алюмосиликаты преобладают над кальциевыми. Большая

**ДИАГРАММА**  
**СРЕДНИХ ХИМИЧЕСКИХ СОСТАВОВ**  
**ЮРСКИХ ЭФФУЗИВНЫХ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД**  
**АРМЯНСКОЙ ССР**



△ **Породы алавердского антиклинория**

Кварц. плагиопорфиры

Порфиры зеленокаменной толщи

□ **Породы шамшадинского антиклинория**

Кератофиры

Порфиры барабатумской толщи

Альбитофиры

Среднеюрские порфиры (разные)

○ **Породы кафанского моноклинalia**

Андезито-дациты

Верхнеюрские порфиры (разные)

длина векторов на поле CSB указывает на присутствие натрия в породах, а их значительный наклон указывает на резкое преобладание натрия над калием.

4. Суммарное количество железа обычно колеблется в широких пределах и достигает до 15% породы в основных членах формаций. В большинстве случаев наблюдается преобладание закисного железа над окисным.

5. Содержание MgO также колеблется в широких пределах (почти от 0 до 6,5%). Оно резко понижается в альбитофирах, кератофирах, плагиопорфирах и преобладает в породах, принадлежащих к зеленокаменным толщам.

6. Содержание CaO испытывает еще большие колебания (0,2—9,5%), чем MgO, что стоит в связи отчасти с неравномерной степенью карбонатизации.

7. Суммарное содержание щелочей ( $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ ) сравнительно устойчиво и обычно не превышает 4—5%. При этом окись натрия, как указывалось выше, почти всегда преобладает над калием, содержание которого обычно не превышает 1—2%.

8. Содержание окиси титана низкое и обычно не превышает 0,5%.

9. Содержание кристаллизационной воды обычно большое (иногда до 8—10%). Такое количество воды следует объяснить результатом присутствия хлорита в породах. В бедных хлоритом породах (альбитофиры, плагиопорфиры, кератофиры) количество воды составляет обычно около 1%.

Наиболее важный вывод, к которому приводят результаты химического изучения пород юрской вулканогенной формации описываемого района, это то, что они по химизму и петрографическим особенностям отвечают не спилито-кератофировой или андезито-дацитово-й (как это считает П. Ф. Сопко) формации, а порфирито-кератофировой. Более детальные характеристики химических особенностей отдельных типов пород формации были даны выше, при описании петрографического состава по районам (гл. II—VII).

Характеризуя химический состав юрских вулканогенных образований по отдельным периодам, можно отметить, что в нижнеюрское(?) время в основном происходило формирование сложной толщи зеленокаменных пород. Разбросанность векторов вдоль линии SB указывает на направленность эволюции магмы от основного до кислого состава, главным образом соответствующей основной числовой характеристике  $v$  от 35 до 10. За исключением двух образцов (из 18) все породы насыщены глиноземом.

В среднеюрское время, помимо формирования разных типов порфиритов, кварцевых плагиопорфиритов и кератофиров, в области широким развитием пользуются субвулканические образования. Цветная диаграмма показывает, что проанализированные породы значительно отличаются от типичных пород щелочноземель-



ной ассоциации. Привлекает внимание направленность большинства векторов поля ASB в левую сторону, свидетельствующих о пересыщенности пород глиноземом. Это обстоятельство в данном случае в основном объясняется серицитизацией пород. Часть векторов, соответствующих породам нормального ряда, занимает крайнее правое положение на диаграмме. Характерно преобладающее расположение фигуративных точек справа от вариационной линии средних типов пород, по Дэли, обусловленное выдержанным щелочным уклоном пород, постепенно нарастающим в процессе дифференциации магмы.

Закономерное расположение на диаграмме фигуративных точек пород, слагающих последовательные стратиграфические горизонты, свидетельствует о принадлежности их к единому дифференциальному ряду, возникшему из общего магматического очага. Особенности химизма среднеюрских вулканогенных образований подтверждают приведенные выше положения о последовательности образования и особенностях состава их субвулканических и эффузивных фаций.

Продукты верхнеюрского времени характеризуются также устойчивым повышенным содержанием глинозема, однако среди них встречаются порфириды и диабазы, имеющие нормальный характер. Как и в среднеюрское время, здесь также наблюдается резкий наклон векторов поля CSB вниз, свидетельствующий о значительном преобладании  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ , что в основном является результатом альбитизации пород. Последняя петрохимическая черта юрских вулканогенных образований является одной из принципиальных особенностей для отличия их от аналогичных эффузивных образований третичного времени.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ  
В ЮРСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ  
АРМЕНИИ

С целью изучения распределения микроэлементов в продуктах юрской вулканогенной формации Армении нами были использованы результаты 132 полуколичественных спектральных анализов, выполненных в спектральных лабораториях ИГЕМ АН СССР, ИГН АН Арм. ССР и КИМСа.

При этом определялось содержание 40 элементов: Be, As, Te, Sc, P, Sb, Ta, Tl, Mn, Pb, Sn, Nb, W, Ga, Ge, In, Bi, Mo, V, Li, Cu, Cd, Ag, Na, K, Zn, Ti, Co, Ni, Zr, Mg, Si, Al, Fe, Cr, Ca, Sr, Ba, La и Ce.

Спектроскопическим методом не были установлены Tl, Sb, Ta, Ge, In, Bi, Cd и Te, следовательно, если они и содержатся в породах, то количество их ниже чувствительности данной методики. Поведение таких элементов как As и P не рассматривается нами, так как они установлены только в единичных образцах.

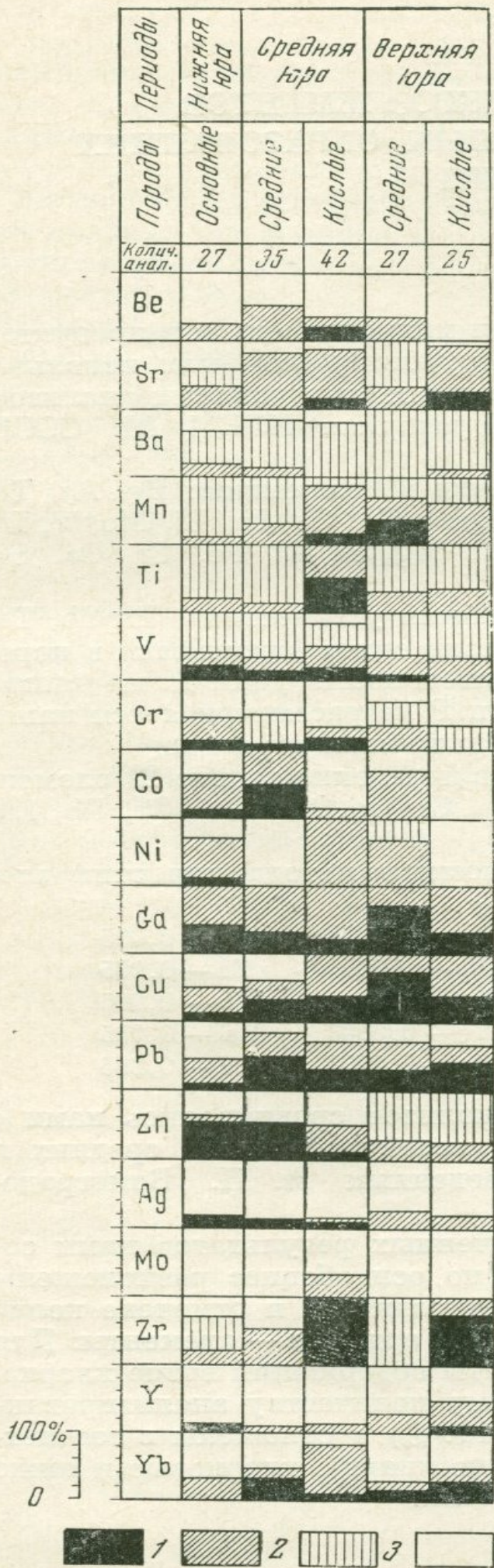
Таким образом, нами рассмотрено поведение только 21 элемента, а именно: Be, Sr, Ba, Mn, Ti, V, Cr, Co, Ni, Ga, Cu, Pb, Zn, Ag, Mo, Sc, Zr, Nb, La, V и Yb.

Чувствительность спектроскопического метода для этих элементов в %:

Be — 0,0003	V — 0,0003	Cu — 0,0003	Sc — 0,005
Sr — 0,01	Cr — 0,001	Pb — 0,005	Zr — 0,005
Ba — 0,005	Co — 0,001	Zn — 0,03	Nb — 0,005
Mn — 0,0005	Ni — 0,001	Ag — 0,0003	La — 0,005
Ti — 0,005	Ga — 0,001	Mo — 0,0003	V — 0,005

Все результаты спектральных анализов сравнивались нами с кларками для соответствующих по составу основных, средних и кислых изверженных пород, выведенных А. П. Виноградовым (1962).

Для наглядного сравнения полученных результатов нами составлена диаграмма (фиг. 46), где по оси абсцисс расположены группы пород в возрастной последовательности и отмечено количество выполненных анализов, а по оси ординат — элементы. Для каждого элемента высчитаны проценты содержаний выше кларка, кларковые и ниже кларка (к данному количеству анализированных проб, которые принимались за 100%) и отложены в соответственном масштабе. Содержания выше кларка, кларковые и ниже кларка обозначены различными знаками.



Для пород юрской вулканогенной формации Армении намечается следующая специфичность микроэлементов. Почти для всех юрских эффузивных образований основного и средне-основного состава Армении характерна ассоциация Zn, Cu, Pb, Ni, Co, Cr и Ga. Последний особенно интенсивно проявлен в эпидозитовых образованиях (включениях) толщи зеленокаменных пород. Именно в этих образованиях отмечено также присутствие Ge в пределах кларкового содержания.

С другой стороны, для кислых разновидностей юрской формации (J<sub>2</sub> — J<sub>3</sub>) отмечается значительное содержание Ti, Be, Zr, Sr и Yb.

Характеризуя главные разновидности вулканогенных образований нижнеюрского (?) периода Армении, можно заметить, что породы зеленокаменной толщи в основном характеризуются содержаниями Zn, Ga, Y, V, Cu, Pb, Ag, Cr выше кларковых. В пределах кларкового содержания присутствуют Cr, Ni, Ti, а также Sr, Ga, Zr. В содержаниях ниже кларковых присутствуют Mn, Ba, а также Ti, Sn и Mo в породах полностью отсутствуют.

Содержания кларковых и выше кларковых V, Cr, Co, Ni,

Фиг. 46. Распределение элементов-примесей в породах юрской вулканогенной формации Армянской ССР

1 — содержание элемента выше кларка; 2 — содержание элемента кларковое; 3 — содержание элемента ниже кларка; 4 — содержание элемента ниже чувствительности метода

Ti в породах зеленокаменной толщи Армении указывают на принадлежность этих пород к базальтовой магме.

Чрезвычайно большое развитие в Армении имеют средне- и частично верхнеюрские разнообразные по составу порфириды. Геохимически эти порфириды характеризуются в основном присутствием Pb, Cu, Co, Ga, Zn и Yb (больше кларкового содержания). В пределах кларкового содержания присутствуют Be, Co, Ti, V, Mn, Ga, Zr, Ba, Sr. Ниже кларкового содержания — Ti, Cr, V, Mn, Ba. Как видно, качественно приводимый состав микроэлементов для порфиритов мало отличается от содержания таковых в породах более основного ряда.

Кислые разновидности пород описываемой формации в основном представлены кварцевыми плагиопорфирами, кератофирами и альбитофирами. Геохимические их особенности состоят в присутствии повышенных содержаний Zr, Pb, Cr, Be, Cu, Ti, V, Yb, Mn; Ti, Cr и Ba в породах присутствуют в нормах ниже кларкового содержания. Как видно, в кислых разновидностях юрской вулканогенной толщи присутствуют V, Ti, Ni, Cr, т. е. элементы, характерные для основных и средних пород вулканогенной формации. Это обстоятельство, с одной стороны, указывает на генетическую связь кислых и основных пород, с другой — позволяет относить их к дифференциатам единого магматического очага. Следует указать, что в продуктах юрской вулканогенной формации ни в одной пробе не были обнаружены такие элементы, как W, Hf, Nb, Ta, Cd, Sn, In, La, Ce, являющиеся характерными элементами для пород, возникших из гранитоидной магмы.

При сопоставлении одноименных (разумеется, одновозрастных) вулканогенных образований, взятых из различных районов Армении, как например, широко распространенных диабазов и диабазовых порфиритов нижнеюрской зеленокаменной толщи, среднеюрских кварцевых плагиопорфиров, верхнеюрских и кварцевых альбитофиров и других, замечается геохимическая тождественность указанных вулканогенных продуктов. Этот факт имеет большое теоретическое значение и с геохимической точки зрения решает вопрос об общей единой направленности развития Сомхето-Карабахской геотектонической зоны, формирования тектонической структуры, вулканической деятельности и в эволюции магмы в юрское время на данном отрезке земной коры.

Можно также отметить, что ряд элементов эволюционирует в течение всего периода вулканической деятельности, начиная от основных разновидностей пород нижней юры и кончая кислыми разновидностями, относящимися к верхней юре. К таким элементам относятся Ga, Cu, Pb, а также V, Zn и Ag, Yb в значительных содержаниях (выше кларка) присутствуют во всех образованиях, кроме нижнеюрских (?). Поведение Sr, Ba, Mn, Ti, Cr, Y, присутствующих в вулканических образованиях юрского возраста (в пределах кларкового содержания), также почти равномерное.

Из полученных данных можно сделать еще один важный вывод о группе элементов цветных металлов. Присутствие в породах юрской вулканической деятельности Cu, Zn, Pb в значительных содержаниях (выше кларка) указывает на геохимическую близость продуктов юрского вулканизма и главного колчеданного оруденения Армении. С другой стороны, почти во всех вулканических образованиях Сомхето-Карабахской геотектонической зоны (кроме незначительного содержания в среднеюрских кислых образованиях) намечается полное отсутствие Mo.

*Г л а в а X*  
**ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ  
ЮРСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
АРМЕНИИ**

Юрские вулканогенные отложения Армении представляют собой в генетическом отношении сложный и пестрый комплекс лавовых, субвулканических, пирокластических и вулканогенно-осадочных образований, формирование которых было связано с многообразными типами вулканической деятельности юрского времени, в пределах Сомхето-Карабахской и Кафанской антиклинальных зон. Периоды активной вулканической деятельности сменялись периодами затишья, в течение которых преимущественное значение приобретали процессы разрушения, переноса и аккумуляции образовавшихся ранее твердых продуктов вулканических извержений. Поверхностная (субаэральная и подводная) эффузивная деятельность во все эпохи тесно сопровождалась также и субвулканической активностью магмы, особенно усиливавшейся, вероятно, в периоды, следовавшие за временем массовых излияний на поверхности. В ореоле крупных магматических очагов в нижних частях вулканических аппаратов, на сравнительно небольшой глубине от поверхности в результате этих процессов возникли разнообразные по форме и размерам субвулканические интрузивные образования — силлы, дайки, жилы, купола и пр. Эффузивная деятельность (излияния лавы) происходила либо на суше (субаэральный тип излияний), либо в прибрежных или подводных (преимущественно мелководных) условиях, в связи с чем и здесь возникали в результате различные фации эффузивных пород.

Все это говорит о том, что петрографический состав вулканогенных пород юры обнаруживает значительное разнообразие и его особенности — структура, минеральный состав, степень метаморфизма, химизм и пр. стоят в тесной связи с фациальной принадлежностью данной породы, т. е. с условиями ее образования. Подробная петрографическая и химическая характеристики вулканогенных образований юры для отдельных районов Армении были даны нами выше.

В настоящем разделе мы остановимся на краткой характеристике отличительных признаков отдельных фаций юрского вулканизма и на тех наиболее существенных особенностях, которые дают возможность судить об условиях образования данных фаций. Приступая к характеристике отдельных фаций, следует предварительно оговориться, что признаки, необходимые для отнесения конкретной породы или геологического тела к той или иной

фа́ции (подводной, интрузивной и др.), являются в петрографии и вулканологии далеко не всегда еще достаточно ясными и определенными. Во многих случаях отнесение к той или иной фации представляет значительные трудности и является спорным. Примером могут служить некоторые лавоподобные покровы, залегающие в верхних частях разреза юры в Кафанском и Алавердском районах, которые различные исследователи относят то к настоящим покровам, то к силлам, т. е. интрузивным телам. Туфобрекчии и туфоконгломераты некоторых горизонтов также могут относиться либо к наземным (континентальным), либо к прибрежным или мелководным (подводным) образованиям и т. п. Поэтому приведенные ниже выводы о составе и признаках отдельных фаций и о принадлежности к ним отдельных типов вулканогенных образований описываемой формации являются в иных случаях лишь предварительными или условными и, возможно, подвергнутся изменению в результате более детальных или точных наблюдений. В общих же чертах фациальный анализ юрских вулканогенных образований может быть проведен уже и теперь, так как многие породы и разрезы изучены достаточно подробно.

Сопоставление всех геологических и петрографических данных позволяет в первую очередь выделить три основные группы фаций, в пределах каждой из которых существуют более дробные подразделения. Эти группы следующие: 1) эффузивно-лавовая, 2) пирокластическая и 3) субвулканическая.

Эффузивно-лавовая группа фаций пользуется в пределах распространения описываемой формации относительно наибольшим распространением. Однако степень насыщенности лавовыми излияниями отдельных свит, мощность покровов и другие черты строения и состава подвержены значительным изменениям.

В разрезе юры Кафанского района образования лавовой фации, относящиеся к субаэральной и отчасти, вероятно, к подводной субфациям, представлены преимущественно среди верхнеюрских отложений; отдельные маломощные лавовые покровы основного состава залегают здесь, тесно перемежаясь с мощными горизонтами пирокластолитов — туфов и пр. В отложениях верхней юры отдельные лавовые потоки достигают 10 м мощности, обладают неправильно глыбовой отдельностью. Породы лавовых горизонтов резко отличаются от вмещающих пирокластолитов своей твердостью и склонностью к оскольчатой трещиноватости. Для них по сравнению с вмещающими туфогенными породами характерна значительно более слабая степень метаморфизма.

Такие же особенности — тесное и частое чередование относительно тонких лавовых покровов и более мощных толщ пирокластических и вулканогенно-осадочных отложений характерны и для многих других участков разреза вулканогенной юры в южной и в северной Армении. Однако следует отметить, что детали строения отдельных потоков, характер их первоначальной поверхности и

другие особенности в большинстве случаев не удается наблюдать с достаточной полнотой. Этому мешает недостаточная обнаженность, значительная эродированность отдельных потоков, метаморфизм слагающих их пород и другие причины. Обычно всегда констатируется повышенная плотность пород лавовых покровов, в особенности лав наземных излияний, резко отличающая их от вмещающих пирокластолитов. Для лав субаэральных излияний характерна и меньшая степень метаморфического изменения (пропилитизации и др.) по сравнению с туфами и с лавами подводных излияний. Для субаэральных лавовых покровов характерно в большинстве случаев также сравнительно слабое развитие миндалекаменных разностей. Иногда, однако, и породы субаэральных потоков содержат большое количество пустот и миндалинок, приуроченных преимущественно к нижним и верхним их периферическим частям.

Некоторый дополнительный материал для суждения о составе, мощности и физическом состоянии лавовых потоков в период извержений лав дают наблюдения над кварцевыми плагиопорфирами верхнего байоса. Эти наблюдения указывают на значительную вязкость кислых лав, а также на их неоднородность и длительное неравномерное застывание, резко неоднородное распределение в них летучих компонентов. Присутствие на некоторых участках разреза кислой толщи байоса игнимбритов или близких к ним пород говорит об особых условиях извержений, способствовавших образованию пород, исключительно обогащенных летучими.

Вопросы о типе извержений и о природе подводных каналов, в частности о центральном или трещинном характере извержений для отдельных вулканогенных толщ, могут решаться в большинстве случаев лишь с большим приближением, учитывая крайнюю неполноту имеющихся данных. Судя по разнообразию вещественного состава лав, различному соотношению в разрезах свит лав и пирокластолитов и различиям в мощности покровов и т. п., можно заключить, что типы вулканических извержений были различными, с амплитудой от взрывных или пароксизмальных типов извержений с выбросом большого количества рыхлых продуктов до спокойных излияний гавайского типа, давших более выдержанные по мощности и по составу покровы лав основного состава (порфириты). Характерно для некоторых разрезов частое чередование наземных (субаэральных) и подводных типов излияний, происходивших, вероятно, в прибрежной или мелководной зоне в период колебательного тектонического режима.

Обильные накопления пирокластического в особенности грубообломочного материала (туфобрекчии и пр.) в некоторых участках разреза вулканогенной юры северной Армении дает возможность предполагать о присутствии здесь нескольких вулканических центров или очаговых зон, расположенных в районах Алаверди, р. Акстев, р. Дзегам-чай.



Эти выводы относятся в основном к нижней и верхней порфировым толщам (лейаса и бата, отчасти оксфорда). С другой стороны, в отношении лавовых и пирокластических образований кислого состава, принадлежащих к вулканогенной толще верхнего байоса, имеющиеся данные указывают скорее на трещинный тип излияний, вероятно, локализовавшихся вдоль зон вытянутых по простиранию соответствующих тектонических структур (Алавердский и Шамшадинский антиклинории). Это было показано, в частности, Р. Н. Абдуллаевым (1958) для кислых эффузивов юры азербайджанской части Малого Кавказа. При этом, однако, не исключается и роль извержений центрального типа, происходивших из многочисленных центров, расположенных на простирании тех же тектонических зон. Более определенно решить все вопросы можно, разумеется, лишь путем тщательного анализа изменения мощностей и качественного состава отдельных вулканогенных свит по простиранию соответствующих зон. Следует здесь отметить вообще недостаточную ясность вопроса о мощных трещинных излияниях кислой эффузивной магмы, которые как будто не находят себе аналогов у современных вулканов. Известные нам молодые лавы кислого состава связаны обычно с извержениями центрального типа.

Подводно-лавовая и подводно-пирокластическая фации. Как уже указывалось выше, к фациям подводных излияний могут быть отнесены некоторые из лавово-пирокластических толщ байоса из зон южной и северной Армении, для которых характерно наиболее сильное наложение зеленокаменного, а местами и гидротермального метаморфизма и которые также характеризуются тесным переслаиванием и взаимопереходами с вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями. Последняя их особенность, тесная ассоциация с вулканогенно-осадочным материалом, является в данном случае признаком, свидетельствующим, скорее всего, в пользу прибрежных или мелководных условий накопления соответствующих толщ. Большинство вулканических центров, дававших излияния подводной фации, располагалось, по-видимому, в краевых частях геосинклинальных прогибов, так же, как это констатируется и при анализе расположения вулканических центров в других областях древнего вулканизма Кавказа и других областей (подробнее этот вопрос рассмотрен ниже, в гл. XI).

Типичные подушечные или шаровые лавы с характерными для них структурой и комплексом вторичных гидротермальных минералов, заполняющих междушаровые промежутки, известны лишь в сравнительно немногих местах. К ним относятся, в частности, кварцевые порфиры нижнего байоса в Кафанском районе, диабазовые порфиры верхней юры Шамшадинского района (вблизи сел. Навур). В более восточных районах Сомхето-Карабахской зоны, в Азербайджане вблизи г. Дашкесана, Шуши (по Кашкай и Бабаеву, 1958) они также известны лишь в виде отдельных место-

рождений на очень ограниченной площади, причем по простиранию эти лавы обычно переходят либо в «нормальные» (не шаровые) лавы порфиритового состава, либо в соответствующие по составу грубообломочные пирокластиты. Это интересное обстоятельство, сравнительная редкость проявления шаровых структур при сравнительно однообразном общем петрографическом составе лавы по простиранию данной вулканогенной толщи, по-видимому, указывает на то, что для образования шаровых лав требуется особо благоприятное сочетание целого ряда условий, помимо главного фактора излияния в водную среду. По-видимому, для образования шаровых структур необходима и определенная специфика состава лавы, степень насыщенности ее газовой фазой, определенная форма подстилающей поверхности, степень уклона последней и другие обстоятельства. Можно напомнить, что в Дашкесане и Карабахе (район горы Шуша) шаровые лавы также несколько отличаются от обычных юрских порфиритов (андезитового и андезито-базальтового ряда) в сторону трахиандезитов или кератофигов. Кроме того, следует иметь в виду и то обстоятельство, что некоторая часть шаровых лав, возможно, имеет и наземное, субаэральное происхождение, поскольку в этих случаях отсутствует обычная их тесная ассоциация с осадочными породами.

**Пирокластические фации.** Материал вулканогенных отложений, который можно отнести к этой фации, весьма разнообразен. Среди него присутствуют образования различной крупности зерна — настоящие туфы пепловые, тонко- (до 1 мм) и грубообломочные (до 3—5 мм), лапиллиевые (содержащие в пепловой массе мелкие обломки лавы, туфов, шлаков и пр.), туфобрекчии, агломератные туфы и пр. Встречаются и своеобразные по структуре лавобрекчии, содержащие остроугольные обломки лавового материала, сцементированные либо чисто лавовым материалом (более поздней фазы излияния), либо лавой в смеси с пепловой массой. Все остальные типы пирокластов являются либо переходными разностями между перечисленными главными их типами, либо являются переходными к вулканогенным осадочным и далее к осадочным породам. Такого рода пестрое чередование материала, различного по своему петрографическому составу, крупности обломков, степени сортированности, измененности и пр. характерно в общем для всех разрезов вулканогенной юры как в южной, так и в северной зонах юрского вулканизма. Типичные примеры дают некоторые разрезы в Кафанском и Алавердинском районах, описания которых приводились выше. Такое разнообразие петрографического состава пирокластитов, а также тесная их ассоциация с вулканогенно-осадочными отложениями говорит о том, что вулканические извержения характеризовались сложной последовательностью событий и протекали с многократным чередованием эксплозионных и эффузивных фаз, причем неодинаково и неодновременно на различных участках. Материал, выбрасываемый при

взрывных извержениях, несомненно сильно варьировал по крупности, степени раздробленности и т. д. и принадлежал по составу либо к обломкам лав, предшествовавших извержениям, либо к обломкам боковых пород кратера или жерла. Кроме того, существенное значение при последующих процессах уплотнения (литификации) и диагенетического изменения выброшенного материала имело и то обстоятельство — происходил ли выброс и отложения этого материала на сушу, в континентальном водном бассейне (озера и пр.) или в морскую воду в условиях прибрежной, или в более глубокой зоне. Большинство мощных толщ вулканогенной юры, включающих агломератные туфы, туфоконгломераты и туфопесчаники, вероятно, образовывались в результате как первоначального отложения рыхлого материала вулканических выбросов на дно мелководных водоемов (озера, мелкое море вблизи островов и пр.), так и за счет транспортировки отложенного на суше рыхлого материала водными потоками, осыпями, оползнями и пр. по склонам вулканов. О такой разнообразии условий образования свидетельствуют широкие колебания в форме обломочного материала в соотношениях между количеством остроугольных и в различной степени окатанных обломков и т. п. В составе некоторых свит (например, Шахтахской свиты Алавердского района) можно наблюдать тесное чередование агломератных туфов, содержащих резко остроугольные обломки лав основного состава, с туфо- и конгломерато-брекчиями, содержащими в различной степени окатанный материал (шарообразные или эллипсоидальные обломки), при сильно колеблющейся мощности отдельных прослоев. В этой толще можно наблюдать и отдельные прослои туфобрекчий дацитовых порфиритов, содержащих окатанные блоки и лавы до 0,3 м в диаметре. Отдельные же прослои здесь сложены и чисто седиментогенным материалом, слабоокатанным (туфопесчаниками и пр.). Судя по резким различиям в петрографическом, а местами и в химическом составе пород в разрезе данной толщи, вулканические излияния происходили неоднократно и, вероятно, из нескольких центров, возможно, из главного и из побочных, связанных с общим вулканическим очагом.

Особым типом пирокластических образований являются так называемые звонкие туфы горы Лалвар, тонкообломочные, вероятно, первоначально имевшие пепловую природу, уплотненные в результате позднейших преобразований.

Для разреза вулканогенной толщи Кафанского района наибольшее развитие пирокластолитов констатируется для отложений средней юры, причем, как и на севере, качественный состав пирокластолитов сильно варьирует по размерам, форме обломочного материала и пр.; для них также характерно частое чередование с вулканогенно-осадочными отложениями.

Для отложений Шахтахской свиты (северная Армения) характерно местами большое распространение типичных лапиллиевых

туфов, содержащих округленные обломки 3—5 см в диаметре, порфиритов и порфиритовых туфов, погруженных в пепловую тонкоструктурную массу местами с большой примесью осадочного материала, в том числе многочисленных обломков кварца. Генезис этих типов пирокластов недостаточно ясен. Возможен выброс нагретых частиц лавы, находившихся в пластическом состоянии, в воду (?).

Тесная пространственная связь лавовых и пирокластических образований, местами с очень тонкой и частой их перемежаемостью, является характерной также и для кислых толщ верхнего байоса в Алавердском районе (например, «кератофирровая» толща Шамлуга).

Вулканогенно-осадочная фация. К этой фации могут быть отнесены породы вулканогенных толщ, образовавшихся за счет процессов переноса и аккумуляции материала первично-эффузивного происхождения. Процессы переотложения происходили при участии водных потоков, переноса материала вдоль склонов, находившихся в форме осыпей, лавин и т. п.; накопление (аккумуляция) имело место преимущественно, вероятно, в водной среде.

Большинство пород, принадлежащих к этой группе, — туфопесчаники, туфоконгломераты, обнаруживают более или менее значительную сортированность, местами — чередование с маломощными осадочными отложениями типа аргиллитов песчаников, изредка известняков и доломитов. Весь этот комплекс пород является постоянным членом стратиграфического разреза вулканогенной юры, тесно ассоциируя с пирокластолитами. Характерна обычно большая неустойчивость, невыдержанность прослоев вулканогенно-осадочных пород по мощности, частая смена петрографического и фациального состава по простиранию и другие признаки, говорящие о частых колебаниях и изменениях физико-географических условий в период образования этих толщ.

Часть вулканогенно-осадочных пород несомненно образовалась путем непосредственного отложения и накопления первично-пирокластического материала в водной среде (озера, прибрежные зоны морских бассейнов); большая же часть их образовалась, по-видимому, в результате переноса пирокластического материала (пепел, вулканический песок), первоначально отложившегося на суше. Все эти типы отложений также тесно чередуются друг с другом; более дробное выделение среди них отдельных генетических типов или фаций не всегда может быть проведено с достаточной отчетливостью.

По своей исходной (начальной) химической природе большая часть пирокластолитов в разрезе вулканогенной юры Армении связана с основной или средней магмами и в значительно меньшей степени — с кислой магмой, хотя на отдельных участках разреза могут иметь место и обратные соотношения.

Субвулканическая фация. Вулканогенные образования юры, которые по сумме геологических и петрографических фактов можно отнести к этой фации, представляют собой по составу также довольно пеструю и разнообразную группу. В геологическом смысле это тела различных размеров и формы, которые можно отнести либо к силлам, либо к наклонным интрузиям, линзовидным залежам, лакколлитам, куполам, неккам, дайкам и т. д. Условия образования этих различных по своей морфологии тел, так же, как их размеры и степень насыщенности ими вмещающих толщ на отдельных участках, весьма разнообразны. Это разнообразие их свойств зависит от доли участия в их генезисе различных факторов, среди которых главную роль играют литологические особенности вмещающих толщ (характер их проницаемости, трещиноватости и пр.), размеры питающего очага и расстояние от него, глубина застывания и другие. Большинство субвулканических тел группируются в ореолах местонахождения древних вулканических очагов или центров и зачастую образуют постепенные переходы с наземными образованиями — лавовыми потоками, экструзиями и пр. В большинстве случаев они явно принадлежат к образованиям очень небольшой глубины. К этому типу или типам субвулканических тел могут быть отнесены, например, большинство субвулканических тел, залегающих в свите кварцевых плагиопорфиров верхнего байоса, а также ассоциирующих с кератофировыми излияниями Алавердского очага (Шамлуг). Для субвулканических тел, выполненных производными магмы более основного состава (комплекс разнообразных порфиритов, диабазов и близких к ним пород), характерна в общем менее тесная связь с эффузивными фациями. Некоторая часть этих образований, по-видимому, может быть связанной с более глубоко залегающим очагом, другая же часть ближе связана с соответствующими по составу лавовыми и подводными излияниями и представляет, может быть, корни этих излияний.

Наиболее распространенными формами субвулканических тел являются как для основной, так и для кислой магмы разнообразные по мощности и протяженности силлы или пластовые интрузии, согласно залегающие в слоистых отложениях вулканогенных толщ. Нередко благодаря такому согласному характеру залегания они с трудом могут быть отличимы от лавовых покровов, и лишь тщательные наблюдения могут установить их интрузивную природу (приконтактные изменения в кровле, переход в секущее залегание и другие признаки). Для полого залегающих силлов кислого состава часто бывает характерна призматическая или столбчатая отдельность, ориентированная перпендикулярно к плоскостям ограничения силла. Такая отдельность отчетливо наблюдается, например, в кварц-альбитофировых силлах Шамлуга и в других местах. Некоторые силлы кварцевых альбитофиров переходят по простиранию в узкие трубообразные или дайкоподобные тела

(район шахты Артем в Шамлуге). Вертикальные тела типа некков или куполов, с изометрическими горизонтальными разрезами, сложенные кислыми альбитофирами и плагиопорфирами, характерны как для Кафанского, так и для Алавердского районов. В районе Шамлугского месторождения наблюдаются купола интрузивных кварцевых альбитофиров, площадью (в горизонтальном разрезе) до 10 км<sup>2</sup>, с резкими крутопадающими контактами, содержащими в приконтактных зонах ксенолиты вмещающих пород. Конусообразные или куполообразные тела альбитофиров известны также и в Кафанском районе, где они обладают меньшими размерами.

Вместе с силлами обычно ассоциируют разнообразные по размерам дайки и жилы кислых пород, часто непосредственно связанные друг с другом. Многочисленные дайки альбитофиров известны как в Алавердском (Шамлуг), так и в Кафанском районах. Отдельные такие тела в Саяд-дашском хребте (Кафан) достигают 150 м мощности и 800 м длины. В районе Шамлуга отдельные субвулканические интрузивы кератофиров достигают 250 м мощности и сопровождаются зонами дробления во вмещающих породах.

Для большинства пород субвулканических тел в особенности кислого состава характерна обычно высокая степень автометаморфического и гидротермального изменения.

**ТИПЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ  
В ЮРСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ  
АРМЕНИИ**

Степень наложения метаморфических преобразований на вулканогенные породы юры является неодинаковой и в различных свитах и на различных участках проявляется различной степенью интенсивности. Наиболее значительно метаморфическими процессами затронуты лавовые и пирокластические образования нижней и средней юры, а также породы субвулканических тел как северной, так и южной Армении. Менее интенсивно затронуты изменениями эффузивные покровы верхней юры, для которых, например, в районах южной Армении, местами отмечается кайнотипный облик почти при полном отсутствии признаков аутометаморфических или регионально-метаморфических преобразований.

Исходя из качественного состава подвергнутых метаморфизму вулканогенных образований юры, можно выделить два типа этих изменений, соответственно связанных с двумя главными типами метаморфических процессов, проявляющихся вообще в вулканогенных толщах: 1) процессы аутометаморфизма и зеленокаменного изменения и 2) процессы низкотемпературного гидротермального метаморфизма.

Первая группа процессов приводит, в конечном счете, к образованию примерно сходных однотипных минеральных парагенезисов и является наиболее широко распространенной в описываемых породах, вдобавок, затрагивая вулканогенные образования почти всех фаций и возрастов. Среди процессов этой группы могут быть выделены: 1) процессы зеленокаменного изменения, свойственные по преимуществу породам основного (базальтового, андезито-базальтового) состава, и 2) процессы пропилитизации, свойственные преимущественно породам среднего и кислого состава.

Группа процессов гидротермального метаморфизма локализуется обычно в гораздо более узких участках, по преимуществу в тектонически ослабленных трещиноватых зонах, в которых с наибольшей интенсивностью могла проявляться деятельность низкотемпературных гидротермальных растворов, в том числе в приконтактных ореолах гранитоидных интрузий, которые внедряются в породы вулканогенных толщ или залегают на небольшой глубине непосредственно под ними.

Аутометасоматические и регионально-метаморфические процессы характеризуются в общем сравнительно однообразным направлением химических и минеральных вулканогенных пород,

в совокупности приводящих к образованию качественно сходных минеральных парагенезисов, обычно при участии таких минералов, как уралит, пренит, хлорит, кальцит, образующихся преимущественно по цветным минералам, и альбита, цоизита, пренита, эпидота, кальцита и некоторых других (по плагиоклазу). Все эти минералы присутствуют одновременно в породе или распространены более неравномерно; одни из участков пород данной свиты или горизонта относительно обогащены эпидотом, другие — цоизитом и хлоритом и т. п. Характер этого изменения находится в зависимости от роли различных факторов — от первоначального химического состава, подвергавшейся изменению породы, от ее фациальной принадлежности (лавовые, подводные, взрывные или другие образования), от их относительного возраста и положения в стратиграфическом разрезе и т. д.

Поскольку специального изучения характера метаморфических изменений для тех или иных типов или участков юрских вулканогенных пород Армении до сих пор не производилось, мы в настоящем обзоре имеем возможность дать лишь обобщенную характеристику главных типов метаморфических процессов, характерных для данной формации, отвлекаясь от более мелких особенностей, имеющих локальный характер.

### ЗЕЛЕНОКАМЕННОЕ ИЗМЕНЕНИЕ

Этот тип изменения, наиболее широко распространенный в породах данной формации, свойствен преимущественно производным магмы основного состава — лавам, продуктам подводных извержений и пирокластолитам. Наиболее полно эти изменения проявляются, по-видимому, в порфиритах (плагиоклазовых и пироксеновых) нижней юры и байоса, распространенных в пределах Кафанского района и отчасти в Алавердском и Шамшадинском районах северной Армении. Характерным типом изменения является здесь эпидотизация порфиритов, приводящая к частичному, а местами и к полному перерождению породы в существенно эпидотовый агрегат, содержащий лишь небольшую примесь других минералов, как хлорит, цоизит, пренит и др. Эпидотизированные порфириты Кафанского района обладают, кроме того, своеобразным брекчиевидным строением; эпидот, помимо тонкозернистого агрегата, образует также сеть более поздних жилок, которые как бы брекчируют всю породу. Фенокристы плагиоклаза одновременно с этим подвергаются пренитизации и цоизитизации; темноцветные силикаты полностью замещаются агрегатом хлорита, актинолита с примесью кальцита и окислов железа.

Сходный с описанным выше тип зеленокаменного изменения, характеризующийся обильным развитием эпидота и хлорита, широко проявлен и в толщах «нижних» порфиритов лейаса и байоса в Алавердском и Шамшадинском районах.



Если исходить из наблюдающихся здесь в породах минеральных парагенезисов, то среди этих пород могут быть с известной условностью выделены породы двух субфаций: 1) актинолит-эпидотовой, более высокотемпературной и 2) хлорит-эпидотовой, более низкотемпературной. Однако в описываемых лавах и пирокластолитах нижней и средней юры породы всех этих фаций настолько тесно связаны между собой по своему геологическому положению, что разграничение их не может быть проведено достаточно четко. Только при проведении специализированных исследований можно будет с большей определенностью выявить характер распространения отдельных подфаций и составы соответствующих пород зеленокаменной фации метаморфизма.

В качестве общей характерной особенности описываемых зеленокаменных превращений можно отметить обычно более значительную степень перерождения цветного компонента по сравнению с полевошпатовым (плагиоклазом). Для пироксенов обычно характерно полное замещение их хлорит-актинолитовым или чисто хлоритовым агрегатом, а для роговых обманок — полное превращение в агрегат вторичных продуктов или диссоциация (при которой более отчетливо сохраняются первоначальные контуры зерен).

Для плагиоклаза характерны преимущественно альбитизация, отчасти также цоизитизация; изредка имеет место цеолитизация, а также пелитизация, сопровождаемая обычно и ожелезнением (тематитизация. Те же «нижние» порфириды Кафанского района представляют собой пример наложения на зеленокаменный гидротермальный метаморфизм в виде развития прожилков и агрегатов из гидротермальных эпидота и кварца. Эти породы обладают грязно-серой окраской и содержат на темном фоне белые вкрапленники альбитизированного и пренитизированного плагиоклаза.

В сравнительно редких случаях при описываемых процессах пироксен вкрапленников остается свежим (выделяясь на фоне сильно измененной хлоритизированной и карбонатизированной основной массы и плагиоклаза). Такой тип перерождения наблюдался Э. Г. Малхасяном в диабазах и порфиридах горы Лалвар в северной Армении. Основная масса в этих породах сильно изменена и превращена в агрегат вторичных продуктов: плагиоклаз — в сосюрито-пренитовые скопления.

Характерной структурно-минералогической особенностью значительной части юрских эффузивов (порфиритов), испытавших зеленокаменное изменение, является их миндалекаменное строение с развитием в миндалинках комплекса вторичных минералов. Оно проявляется у порфиритов нижней и средней, отчасти верхней юры как в южном, так и в северном районах. Процессы выполнения миндалинки являются длительными и многофазными, начальные их стадии были связаны, очевидно, с воздействием высокотемпературных растворов, циркулировавших в лавах и туфах,

в ореоле, продолжавших действовать фумарол и т. п. образований соответствующей вулканической эпохи. Более поздние фазы, очевидно, были связаны уже с более поздними и более низкотемпературными региональными процессами зеленокаменного изменения, а частично и с наложением, вероятно, еще более поздних процессов гидротермального изменения; однако разграничить эти стадии при настоящей степени изученности еще трудно. Минеральный комплекс, выполняющий миндалинки, примерно одинаков для пород всех этапов метаморфизма; это — различные количественные комбинации из палагонита, хлорита, кварца, кальцита, отчасти пренита, гематита и пирита.

Все рассмотренные выше типы метаморфических изменений наблюдаются как в лавах массивного и мандельштейнового сложения, так равным образом и в ассоциирующих с ними разнообразных пирокластолитах туфов, туфобрекчиях и т. п. В особенности сильно проявляются зеленокаменные и сопровождающие их местами гидротермальные изменения в грубообломочных агломератных туфах и туфобрекчиях, в которых зачастую наблюдается полное перерождение цементирующей обломки массы в агрегат эпидота, хлорита и т. п. минералов. Повышенная степень изменения пирокластических пород по сравнению с лавами естественным образом связана с более высокой степенью проницаемости пирокластолитов для циркуляции минерализующих растворов.

Обращаясь к вопросу о физических условиях и об относительном времени наложения охарактеризованных выше процессов зеленокаменного изменения на вулканогенную породу, следует еще раз подчеркнуть, что по существу мы имеем здесь дело с проявлением полиметаморфизма, т. е. с многократным наложением отдельных фаз метаморфизма на одну и ту же вулканогенную породу или на одно и то же тело вулканогенной породы (прослой, поток и т. п.). Процессы перерождения основной массы (мезостазиса) в порфиритах и в цементирующей (связующей) массе пирокластолитов в основном были, по-видимому, связаны с автотасоматическими явлениями. Другими словами, они происходили под влиянием тех растворов, которые, согласно существующим представлениям, были связаны либо с относительно позднее застывшей частью той же вулканической породы (потока, силла и т. п.), либо с постепенно застывавшим глубже расположенным магматическим очагом. Действие этих процессов прослеживается в широком возрастном и температурном интервале от позднемагматических (время окончательного застывания породы) до низкотемпературных фумарольных и гидротермальных стадий. Выделение (ограничение) процессов и соответственных минеральных парагенезисов, отвечающих более высокотемпературным и более низкотемпературным стадиям, естественно, представляет большие трудности, учитывая общую «суммарную» измененность всех данных пород вообще.

Можно лишь по аналогии с современными или молодыми, незатронутыми метаморфизмом, вулканическими образованиями (например, молодые базальты, долериты) отнести к более высокотемпературным такие минеральные новообразования, как палагонит, цеолит, альбит, диссоциированная роговая обманка и отчасти некоторые другие. К более позднему этапу, длительность которого, по-видимому, может быть очень большой, относится весь комплекс последующих изменений, таких, как пренинизация, хлоритизация, отчасти карбонатизация и другие. К этому же позднему этапу следует отнести и время образования минерального комплекса, выполняющего миндалинки. Широкое площадное распространение процессов этого, более позднего этапа, захватывающего местами целые толщи, говорит о региональном характере их распространения, возможно, связанного с более глубоко расположенным и, может быть, более протяженным по простиранию (по сравнению с известным в настоящее время распространением соответствующих эффузивов) магматическим очагом.

Некоторая часть излияний основных порфиритов байоса как в северной, так и в южной зонах Армении несомненно совершалась в прибрежных или в подводных условиях; об этом свидетельствует целый ряд геологических фактов, уже указывавшихся выше (см. гл. IX) при описании соответствующих свит. Подводные условия излияний несомненно способствовали и усиливали воздействие зеленокаменных изменений, учитывая большую роль морской воды как дополнительного агента метаморфических процессов. Возможно, что именно с морскими условиями излияния должно быть поставлено в связь и образование «эпидотовых брекчий» в нижних порфиритах Кафана, интенсивное перерождение некоторых порфиритовых покровов северной Армении.

### ПРОПИЛИТИЗАЦИЯ

Этот процесс также является характерным и широко распространенным в юрских вулканогенных породах Армении. Пропилитизация принадлежит по существу к группе процессов зеленокаменного метаморфизма (Коржинский, 1953), но свойственна эффузивным породам среднего или кислого состава. Таким образом, пропилитизация характерна преимущественно для вулканогенных образований байоса в северной Армении и отчасти другим эффузивам кислого и среднего состава других возрастных групп. Процесс пропилитизации захватывает как эффузивно-лавовые, так и пирокластические толщи среднего (андезитового и андезитодацитового) и кислого (кератофиры, альбитофиры, кварцевые плагиопорфиры) состава представленных во всех районах Армении, но преимущественно в северных.

Характерными чертами пропилитизации как процесса, приводящего к появлению определенных минеральных новообразований,

следует считать, наряду с явлениями, свойственными общим процессам зеленокаменного изменения, серицитизацию, карбонизацию, местами также гематитизацию (ожелезнение) и окварцевание. Серицитизация — процесс, связанный с изменением веществ щелочного полевого шпата, являющегося главным компонентом кислых лав и пирокластов кератофирового, альбитофирового и т. п. состава. Изменению и замещению подвергается как полевой шпат фенокристов, так и мельчайшие его выделения в микролитах и в фельзитовой промежуточной массе. Местами серицитизация приводит к полному изменению первоначального вещества породы. Серицитизация в сопровождении гематитизации (развитие гематита и лимонита, а в основной массе и по трещинам) является особенно характерным типом изменения для некоторых кератофиров района сел. Шамлуг в северной зоне.

Особый тип изменения наблюдается у кварцевых порфиров Кафанского района, представляющих, согласно Э. Г. Малхасяну, по своему генезису подводные излияния. Фемический минерал (роговая обманка) в них полностью диссоциирован и замещен низкотемпературным хлорит-актинолит-эпидотовым агрегатом; плагиоклаз (состава андезина) остается при этом сравнительно свежим. Кроме того, что особенно интересно, в основной массе этой породы появляется значительное количество позднего, низкотемпературного кварца, частью образующего крупные идиоморфные кристаллы, иногда достигающие значительных размеров. Образование этих кварцевых фенокристов, явно не находящихся в равновесии с другими компонентами породы и не имеющих магматического происхождения, связано в какой-то степени, по-видимому, с теми же процессами автометасоматоза, протекавшими местами с интенсивным привнесом кремнезема.

Пропилитизация с развитием всего свойственного ей комплекса минеральных новообразований является также весьма характерным процессом изменения для разнообразных кислых субвулканических пород верхней юры, широко представленных в Кафанском и Алавердском районах (кварцевые альбитофиры, плагиопорфиры и пр.). В дополнение ко вторичным минералам, отмеченным выше, в них местами развиваются другие, как, например, гипс и пирит.

По общей сумме признаков — составу минеральных новообразований и т. п. пропилитизация средних и кислых вулканогенных образований юры может быть отнесена к сравнительно низкотемпературной фации (хлорит-эпидотовой), по Д. С. Коржинскому (1953), поскольку актинолит здесь не характерен.

Общее сходство зеленокаменных изменений и пропилитизации в отношении образующихся минеральных парагенезисов подтверждает принадлежность всех юрских вулканогенных образований примерно к одной и той же фации или ступени низкотемпературного метаморфизма.

## ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Этот тип изменений вулканогенных пород имеет, в отличие от рассмотренных выше, узколокальное распространение и в основном приурочен к околорудным зонам (Кафан, Алаверди) и вообще к зонам повышенной трещиноватости и интенсивных тектонических нарушений. Кроме того, гидротермальный метаморфизм проявляется и в ореолах гранитоидных интрузивов, секущих или залегающих на глубине под вулканогенными образованиями юры. В Кафанском районе изменения такого рода проявляются лишь в вулканогенных толщах средней юры и отсутствуют в других свитах. В северной Армении гидротермальные изменения проявляются на некоторых участках распространения юрских эффузивов и пирокластов в районе Алавердского, Шамлугского и Ахтальского рудников и имеют характер преимущественно окварцевания, в сопровождении интенсивной серицитизации и иногда пиритизации; появление вторичных кварцитов, полностью заместивших первоначальную эффузивную породу (порфирит), отмечалось на горе Лалвар. Для некоторых участков порфиритовой толщи в районе Алавердского колчеданного месторождения характерно присутствие среди вулканогенных пород яшмовидных кварц-гематитовых скоплений до 10—15 м в диаметре, происхождение которых, возможно, связано с древней фумарольной деятельностью.

Значительное гидротермальное перерождение преобладает у кератофириров района Шамлугского месторождения; основная масса в некоторых участках бывает в них полностью замещенной вторичным кремнистым агрегатом.

Во всех этих случаях наиболее характерные изменения заключаются в накоплении кремнезема (окварцевание основной массы, появление более крупных зерен кварца, окремнение и халцедонизация отдельных участков), отчасти щелочей (интенсивное развитие серицита) и глинозема (аргиллитизация), частичном выносе оснований (железа, кальция, магния). Нередко усиленно развивается также гематитизация и пиритизация, что, очевидно, свидетельствует о привносе серы. Более подробную характеристику околорудных изменений, относящихся к данной фазе метаморфизма и имеющих место во вмещающих вулканогенных породах юры, можно найти в работах, посвященных минералогии и рудам Алавердского и других колчеданных месторождений данной зоны.

Источник растворов, вызвавших гидротермальный метаморфизм описываемого типа, очевидно, следует искать в предположительных глубинных очагах магмы более кислого состава, вероятно, в тех же очагах, с которыми было связано и происхождение рудоносных растворов, создавших Кафанское и другие колчеданные месторождения, залегающие в пределах юрских вулканогенных толщ в северной и южной Армении. Подробнее этот вопрос освещен ниже.

**ПОЛОЖЕНИЕ ЮРСКОГО ВУЛКАНИЗМА АРМЕНИИ  
В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЮРСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ  
КАВКАЗСКОЙ ЧАСТИ АЛЬПИЙСКОГО ОРОГЕНА**

История юрского вулканизма Армении является одним из звеньев в общей истории мезозойского вулканизма Малого Кавказа, а в более общем смысле и истории всего Альпийского орогена, частью которого он является. Отдельные этапы этой истории к настоящему времени выявлены уже с большой полнотой на материале отдельных, подробно изученных регионов. Так, нам довольно хорошо известна последовательность событий и состав пород в течение юрского времени в геосинклинальных зонах южного склона Главного Кавказского хребта (Дзодзенидзе, 1948), в геосинклинальной зоне северной его части на отрезке от Кубани до Ассы (Лебедев, 1950), в Азербайджанской части Малого Кавказа (Абдуллаев, 1963), в южной части Горного Крыма (Павлинов, 1946; С. М. Кравченко, 1959; Лебединский, Макаров, 1962) и в некоторых других участках.

Сопоставление основных особенностей истории юрского вулканизма Армении с результатами изучения юрского вулканизма в этих сопредельных областях представляет интерес в том отношении, что позволяет полнее осветить закономерности, определявшие ход вулканических процессов в соответствующих тектонических зонах, фациальный и петрографический состав образующихся продуктов, характер вулканической деятельности, соотношения с тектоникой и пр. В первую очередь целесообразно провести такое сопоставление с прилегающими с востока районами Малого Кавказа, расположенными на территории Азербайджанской ССР.

При сопоставлении наших данных с результатами изучения юрского вулканизма в Азербайджане в пределах той же Сомхетско-Карабахской тектонической зоны (Абдуллаев, 1963<sub>1</sub> и 1963<sub>2</sub>) выступает очень большое сходство обеих областей, чего и следовало ожидать исходя из сходства геотектонического положения данных районов. Мезозойская вулканогенная формация, главным образом представленная юрскими, а также и меловыми образованиями, протягивается вдоль северной части Сомхето-Карабахского мегантиклинория и окаймляющего его зоны Куринского мегасинклинория на протяжении свыше 800 км. На фоне этой крупной региональной структуры (область сочленения обеих указанных структурных зон) локализация вулканических центров в значительной мере контролируется второстепенными структурами, типа

поперечных прогибов. Общая последовательность вулканических явлений в Азербайджанской зоне сходна с наблюдающейся в Армении, отличаясь в то же время некоторыми отклонениями. Согласно Р. Н. Абдуллаеву (1958), общий разрез вулканогенной юры в Азербайджанской части зоны выглядит следующим образом (снизу вверх):

**Нижний байос** — извержения, преимущественно взрывного характера с образованием пирокластолитов, лавовых покровов и субвулканических тел андезитового и андезито-базальтового состава.

**Верхний байос** — преимущественно трещинные излияния, с образованием лавовых покровов и субвулканических тел кварцево-плагиопорфирового состава.

**Батский этап** — извержения преимущественно взрывного характера, с образованием пирокластолитов, лавовых покровов и субвулканических тел андезитового и дацитового состава.

**Верхнеюрский этап** — извержения преимущественно взрывного характера, с образованием пирокластолитов, субвулканических тел андезитового и дацитового состава.

Как видно, все выделенные здесь главнейшие этапы полностью согласуются с историей юрского вулканизма и в Армянской части Малого Кавказа. Такую же аналогию мы встречаем и в качественном составе образующихся вулканических продуктов, в соотношениях лавовых и пирокластических фаций, а также в среднем химическом составе вулканогенных образований, характерных для различных этапов.

Вместе с тем можно отметить, что в азербайджанской части более отчетливо по сравнению с Арменией выступают те тектонические особенности, которые определяют преимущественную локализацию очаговых зон юрского вулканизма. Согласно Р. Н. Абдуллаеву (1958), такого рода очаговые зоны локализуются в пределах следующих структур: Дзегамская и Шамхорская вулканические области — в пределах Шамхорского и осевой части Мровдагского антиклинория. Проследившая указанную тектоническую зону на запад, мы видим, что и в пределах Армении сгущения центров вулканической активности также приурочены к поперечным тектоническим зонам, хотя здесь это выступает менее отчетливо. Этими зонами являются Бердский прогиб (Шамшадинский район) и Алавердская поперечная тектоническая зона. Таким образом, значение поперечных структур в локализации вулканических центров сохраняется на всем протяжении Сомхетско-Карабахского антиклинория. Для сравнения можно отметить, что такого же рода связь с поперечными структурами отмечается и для областей юрского вулканизма в северо-кавказской геосинклинали юры (Лебедев, 1950).

Для азербайджанской части рассматриваемой зоны устанавливается также и более отчетливая связь между качественным составом эффузивных образований и направлением тектонических

движений в соответствующую эпоху. Конкретно это выражается в том, что лавовые и пирокластические образования основного (преимущественно андезито-базальтового) состава связаны здесь преимущественно с областями опускания, а проявления кислого вулканизма — с областями поднятий. Эти же соотношения сохраняют в общем свое значение для западной части той же зоны. В частности, наблюдается приуроченность излияний кислой магмы среднего байоса (комплекс кварцевых плагиопорфиров) к зоне Шамшадинского антиклинория. Менее отчетливо эти соотношения проявляются и в южном (Кафанском) районе, но и здесь имеются данные, свидетельствующие о приуроченности кислых излияний к областям поднятия.

Анализируя особенности пространственного распространения и истории юрского вулканизма по простиранию Сомхето-Карабахской тектонической зоны, можно вместе с тем констатировать и некоторые различия в составе отдельных ее участков. Так, на протяжении байосского, а частично и батского этапа эксплозионный тип вулканической деятельности в пределах армянской части зоны играл относительно меньшую роль по сравнению с ее азербайджанской частью. По-видимому, интенсивность и частота эксплозионных извержений этой эпохи и соответственно газонасыщенность эффузивной магмы в общем нарастала с запада на восток. Возможно, что это обстоятельство находится в связи и с неравномерной интенсивностью тектонических движений по простиранию данной зоны, амплитуда движений вдоль которой также усиливалась в восточном направлении. Не исключена роль и такого фактора, как глубина залегания домезозойского субстрата, в котором, по всей вероятности, локализовались вулканические очаги. В зависимости от характера, господствовавшего в определенный период тектонического режима, в одних случаях летучие компоненты магмы более длительное время удерживались в ней, способствуя преимущественно эксплозионному или взрывному характеру вулканической деятельности. В других же случаях тектонический режим способствовал более медленной и спокойной отдаче летучих и тем самым — преимущественно лавовому характеру извержений.

Недостаточно ясным остается вопрос о трещинной или центральной природе извержений на различных участках и для различных этапов юрского вулканизма в пределах той же Сомхето-Карабахской зоны. Имеющиеся данные позволяют пока решать этот вопрос лишь приближенно. Правда, для азербайджанской зоны Р. Н. Абдуллаев решает этот вопрос с большей определенностью, но нужно сказать, что геологических доказательств не всегда бывает достаточно и зачастую отнесение данного участка или зоны распространения эффузивов к какому-нибудь одному из этих типов — к центральному или к трещинному и притом исключительно к одному из них, недостаточно подтверждается



геологическими данными. Скорее, следует предполагать, что в пределах деятельности отдельных вулканических очагов должны были проявляться как тот, так и другой типы вулканогенной деятельности, сопровождавшие друг друга, и правильнее говорить о преобладании того или иного типа. Вопрос этот требует более детальной разработки.

В строении геосинклинальной зоны Большого Кавказа юрским вулканогенным толщам принадлежит большая роль. Так же, как и на Малом Кавказе, в том числе и в Армении, отдельные этапы юрского вулканизма здесь тесно связаны с историей тектонического развития соответствующей зоны. В Большом Кавказе известны две зоны массового распространения юрских вулканогенных отложений.

Одна из них расположена в области южного склона Главного хребта в пределах Грузинской ССР; детальное ее описание имеется в работе Г. С. Дзодзенидзе (1948). Согласно этому автору, основные этапы юрского вулканизма характеризуются следующим образом.

Нижняя юра — представлена очень небольшим количеством эффузий (маломощные лавы и пирокластиты) кислого состава; по некоторым данным для них возможен и триасовый возраст.

Средняя юра — массовые излияния эффузивов спилито-порфирито-диабазовой серии с общей мощностью образований вулканогенных до 3000 м. Силловая фация представлена диабазами.

Верхняя юра (киммеридж). Незначительные по площади распространения излияния лав от базальтового до трахитового состава; излияния происходили не в геосинклинальной зоне южного склона, а в прилегающем с юга ее участке с глыбовым характером тектоники.

Общая последовательность событий здесь, таким образом, несколько иная, чем в зоне Малого Кавказа, хотя обе эти области принадлежат, согласно Г. С. Дзодзенидзе (1948), к одной и той же юрской геосинклинали. Сопоставление здесь показывает следующее. Во-первых, в грузинской зоне нижнеюрский вулканизм почти отсутствует, а немногие известные его проявления имеют кислый состав и не параллелизуются с нижнеюрскими вулканическими образованиями Армении и Азербайджана. Таким образом, вулканизм начальных стадий развития юрской геосинклинали протекал здесь по-разному. Это, может быть, отражает неравномерное опускание геосинклинального трога, более интенсивное на начальных его стадиях, именно в восточной (Армянско-Азербайджанской) его части.

Вулканизм следующей, верхнеюрской, эпохи проявился во всей геосинклинальной зоне Кавказа, но также несколько различно в отдельных ее частях. В западной (грузинской) части — это была эпоха массовых излияний основной и средней магмы ча-

стично подводного характера. В восточной части — это эпоха более умеренного проявления основного магматизма и в то же время усиленного проявления кислого (байосская толща кварцевых плагипорфиров), не находящего соответствующего по мощности своего проявления аналога в Грузии. Эти обстоятельства, по-видимому, являются указанием на существенную роль локальных поднятий в байосское время, способствовавших активизации кислого магматизма и проявившихся только в восточной части зоны.

Еще более существенные различия в характере вулканогенных проявлений между восточной и западной зонами констатируются для эпохи верхней юры. В Грузии в эту эпоху вулканизм проявился слабо, причем максимум его активности приходится на киммериджское время; в то же время на Малом Кавказе проявления верхнеюрского вулканизма были более мощными и проявились в несколько более раннюю эпоху (оксфорд).

В Северо-Кавказской геосинклинальной зоне юрский вулканизм, согласно А. П. Лебедеву (1950), проявился несколько по-другому, чем в грузинской ветви той же геосинклинали. Общая последовательность событий и петрографический состав излияний стоят здесь ближе к соответствующим образованиям юры Малого Кавказа. В северо-кавказской зоне общая последовательность этапов юрского вулканизма следующая:

Нижний и средний лейас. Эпоха мощных излияний основной магмы, с образованием толщ спилитового, порфиритового и диабазового состава с соответствующими субвулканическими проявлениями.

Верхний лейас и доггер. Эпоха мощных эффузий и взрывных извержений магмы кислого и субщелочного характера, сформировавших кератофировые и альбитофировые толщи Северной Осетии и Балкарии.

При сопоставлении с зоной Малого Кавказа наблюдается значительная аналогия, причем более значительная, чем между грузинской и малокавказской зонами. Общим является, во-первых, резкое преобладание эффузий в нижнеюрское время и сходство их качественного состава. В обоих случаях — это производные основной щелочноземельной магмы, вдобавок формировавшейся в близких условиях (субаэральных и подводных) с широким развитием пирокластов в обоих случаях. Развитие вулканизма на начальных стадиях формирования геосинклинального прогиба, следовательно, шло сходным образом как в северокавказской, так и в малокавказской геосинклиналих. Значительное сходство имеется и в характере последующей «среднекислой» стадии развития вулканизма с тем различием, что в северокавказской зоне она протекала на несколько более раннем этапе — в конце нижней или в самом начале верхней юры (тоар-аален), чем на юге (байос). Для северокавказской зоны характерна также приуроченность очагов кислого вулканизма к периферическим зонам геосинкли-

нального прогиба, в которых, по-видимому, периодически имели место движения положительного знака (поднятия). Как было показано выше, именно эти особенности тектонического режима, по-видимому, проявились и в Малом Кавказе в период начала средней юры.

Не останавливаясь здесь на других чертах сходства и различия в последовательности событий и в составе вулканогенных образований на различных участках Кавказской геосинклинали, отметим в заключение следующее. Приведенные выше сопоставления подтверждают, в общем, тесную связь, существующую между характером вулканизма и историей развития вмещающей его геоструктурной зоны. К высказанным ранее в литературе представлениям о связи массовых эффузий основной магмы с периодами и участками преимущественно опускания можно добавить, что интенсивность и амплитуда (глубина) этих опусканий играла важную роль в характере вулканических проявлений. То же относится и к поднятиям с характерным для них кислым вулканизмом. По-видимому, существенно важную роль играла и глубина залегания субстрата, подстилавшего геосинклинали трог, в котором локализовались верхние или промежуточные магматические очаги.

ВОПРОСЫ ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СВЯЗИ  
МЕТАЛЛОГЕНИИ АРМЕНИИ  
С ЮРСКИМ ВУЛКАНИЗМОМ

До последнего времени генезис и возраст колчеданного оруденения Кавказа, в частности Армении, разными исследователями трактуется по-разному, причем решение этого вопроса развивалось в самых различных аспектах, от связи оруденения с основной магмой, выходы которой в виде диабазовых даек якобы послужили путями проникновения гидротерм (Эрн, 1910, на примере Кафанского месторождения), до отнесения колчеданных месторождений Армении к типу осадочных и регенерированных (Саакян, 1960).

В настоящее время по вопросу о связи колчеданного оруденения с магматизмом имеются две основные точки зрения. Одни авторы оруденение генетически связывают с кислыми гранитоидными интрузивами или их дифференциатами (Грушевой, 1935<sup>2</sup>; Вартапетян, 1960; Мкртчян, 1960), а другие — с субвулканическими образованиями кварцевых порфиров и альбитофиров (Магакьян, 1959, и др.), при этом ряд сторонников первого взгляда (Вартапетян, 1960) вообще отрицают возможность роли кислых субвулканических образований в процессе рудообразования или отрывают процессы рудообразования от гидротермального изменения вмещающих пород как по времени, так и по источнику этих растворов (Казарян, Шехян, 1963). Гидротермальное изменение вулканогенных пород юры эти авторы приписывают только фумарольно-сульфатарной деятельности, игнорируя при этом активную роль субвулканических образований. Такое заключение не находит подтверждения в природном материале, поскольку оно не учитывает ни состава магмы, ни объема выделяемых эманаций, ни состава изменяемых пород. Общеизвестно, что кислые магмы и субвулканические образования кислого состава сопровождаются более значительными по суммарному объему и разнообразными по составу газовой-жидкими эманациями, чем соответствующие образования средне-кислого состава. Сторонники второго взгляда, придавая чрезвычайно большое значение субвулканическим образованиям, отрицают рудообразующую роль гранитоидных интрузивов. Однако, как показывают детальные геологические исследования отдельных рудных районов и месторождений, в природе встречаются месторождения, связанные как с теми, так и с другими магматическими образованиями, что наиболее четко сформулировано в известной статье В. И. Смирнова (1960).

В Армении в юрское время колчеданное оруденение наиболее интенсивно проявлялось в основном на участках развития субвулканических образований — кварцевых порфиров и альбитофиоров. Гранитоидные интрузии в районах распространения и в непосредственной близости колчеданных месторождений либо отсутствуют, либо по возрасту они значительно моложе. Кроме того, на примерах отдельных рудных полей Армении установлена явная синхронность колчеданных и полиметаллических месторождений с кварцевыми порфирами среднеюрского времени. Не отрицая возможную рудообразующую роль интрузивов в образовании полиметаллического и колчеданного оруденения, мы в настоящей главе не входим в подробное рассмотрение этого вопроса, который с достаточной полнотой освещен в печати Б. С. Вартапетяном, С. С. Мкртчяном и др. Основное внимание ниже мы уделяем соображениям о роли субвулканических образований в локализации данных типов оруденения на материале изучения юрских вулканогенных толщ.

В 1910 г. Н. С. Успенский указал на существенное значение «экранирующей роли» покровных пород при формировании колчеданных руд Малого Кавказа в толще кварцевых порфиров. В дальнейшем этот взгляд развивал К. Н. Паффенгольц (1928, 1934) и другие исследователи Малого Кавказа, отметившие, что кварцевые порфиры Малого Кавказа являются благоприятной физической и химической средой для отложения колчеданных руд. Однако такое предположение оспаривалось некоторыми исследователями.

Идею о генетической связи колчеданного оруденения с субвулканическими образованиями кварцевых порфиров Малого Кавказа (на примере азербайджанской части) впервые выдвинул М. А. Кашкай (1956). Для месторождений Грузии эту идею развивают Г. А. Твалчрелидзе (1958), Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1959) и др. По И. Г. Магакьяну (1959, 1963), в Армении к месторождениям этого же генетического типа относятся Алавердское и Кафанское месторождения.

Следует особо подчеркнуть, что для правильного понимания затронутого вопроса большое значение имели работы В. Н. Котляра (1960, 1961), в которых он осветил особенности строения и формирования месторождений, связанных с субвулканическими образованиями.

Одним из наиболее изученных рудных полей является Кафанское, месторождения которого многими геологами (Котляр, 1960; Азизбеков и др., 1962; Магакьян, 1959; Аракелян, Пиджян, 1956; Малхасян, Лейе, 1957, и др.) генетически связываются с очагом среднеюрского вулканизма.

Существует также и другая точка зрения (Вартапетян, 1960, и др.), согласно которой все промышленное оруденение генетически связано с мелкими выходами гранитоидов, являющихся, по

мнению сторонников этого взгляда, дериватами третичного Мегринского плутона.

Несостоятельность этой точки зрения вытекает из анализа всего фактического материала и подтверждается прежде всего тем фактом, что указанные интрузии являются пострудными — они отчетливо секут гидротермально-измененные породы, руды и перекрывающие их верхнеюрские отложения. Нельзя согласиться также с мнением о том, что кварцевые порфиры и кварцевые альбитофиры являются дериватами указанных интрузий. Такое мнение не соответствует фактическим данным. Помимо того, что эти образования являются разновозрастными и отделены друг от друга значительным интервалом времени, в пределах рудного поля имеются факты их прямых взаимоотношений. Так, на участке Куртамяк, в районе вершины горы Саяд-даш и в нижнем течении Арачадзорского ручья дайкообразные тела кварцевых порфиров отчетливо секутся микродиоритами и габбро-диабазами, что исключает возможность рассматривать первые как дериваты последних.

Кроме изложенного, следует сказать, что в пределах Кафанской моноклинной зоны (Асланян, 1958), видимо, вообще отсутствуют интрузивы третичного возраста. В настоящее время все большее число исследователей склоняется к мнению о неокомском возрасте этих пород, подтверждением чего служат:

1. Находки галек интрузивных пород в сеномане левобережья р. Вохчи (Соловкин, 1939, 1952).

2. Данные об абсолютном возрасте наиболее крупного в этой зоне Цавского интрузива (Малхасян и Лейе, 1957). Согласно этим данным возраст Цавского интрузива, формирование которого проходило в две фазы, определяется соответственно в 135 и 130 млн. лет, что по шкале Д. Марбли отвечает нижнему мелу или верхам верхней юры.

3. Сопоставление геохимических особенностей изверженных пород Кафанской моноклинной зоны с породами Мегринского плутона, при котором было использовано около 4000 спектральных анализов, показало следующее (Лейе, 1958): в юрских и меловых изверженных породах Кафана практически полностью отсутствуют такие элементы, как Мо, Нf, Nb, Та и W, являющиеся весьма характерными для пород Каджаранского рудного поля. С другой стороны, в последних отсутствуют Ag и Sb, которые устанавливаются в измененных породах Кафана. Весьма характерны также различия в поведении Zr и Yb в двух упомянутых районах. Заниженные, против юрских пород Кафана, содержания Cu, Zr и Pb и полное отсутствие Мо, Нf, Nb, Та и W в неокомских интрузивах свидетельствуют о пострудном характере этих пород и об отсутствии генетической связи между ними и породами Мегринского плутона.

4. Комплекс минералов тяжелой фракции, выделенной из неокомских интрузивных пород Кафана (магнетит, гематит, амфи-

болы, пироксены, эпидот, сфен, пирит, халькопирит, циркон, апатит, титаномагнетит и лейкоксен), резко отличается от такового из пород Мегринского плутона (Меликсетян, 1960).

Вторая точка зрения о генетической связи оруденения с очагом среднеюрского вулканизма подтверждается всем фактическим материалом, накопленным за многолетний период исследования рудного поля. Здесь мы попытаемся только кратко суммировать эти данные, повторяя при этом и ранее известные положения.

1. Тесная пространственная и временная связь оруденения с конечными дифференциатами указанного очага — кварцевыми порфирами и кварцевыми альбитофирами.

2. Совпадение фаций глубинности экструзивно-эффузивных комплексов и оруденения.

3. Тесная пространственная связь оруденения с гидротермально измененными породами, которые строго локализованы в пределах нижнесреднеюрских образований и тяготеют к их верхним горизонтам, а характер метаморфизма (развитие низкотемпературной пропилитизации) внешних фаций вторичных кварцитов и алунитизация их свидетельствуют о протекании этого процесса в близповерхностных условиях и позволяют говорить о его связи с вулканизмом. Характерно, что оруденение чаще всего локализуется в областях развития монокварцитов или кварцево-серпичитовых пород с резким преобладанием кварца.

4. Близость геохимических особенностей среднеюрских вулканогенных образований и рудных тел, выражающаяся, помимо всего, в повышенном содержании сингенетичной меди в первых.

5. Особенности состава акцессориев в магматических образованиях среднеюрского возраста, свидетельствующие о закономерном возрастании роли летучих в конечных дифференциатах этого очага и наличие в составе акцессориев сульфидов меди, свинца и цинка.

6. Присутствие меди, свинца, цинка и серебра в чисто отобранных пробах минералов тяжелой фракции из пород среднеюрского возраста, а также наличие халькопирита в миндалинах указанных пород.

7. Ясная «структурно-литологическая форма связи» (Котляр, 1955) оруденения с кварцевыми порфирами и кварцевыми альбитофирами, выражающаяся в использовании магмой и рудоносными растворами одних и тех же путей для своего проникновения и нередком размещении рудных тел в пределах несколько раньше сформированных кварцевых порфиров.

8. Детализируя изложенное, можно прибавить, что для близповерхностных месторождений, т. е. месторождений, генетически связанных с очагом вулканической деятельности, В. Н. Котляром (1960, 1961), выделяющим их в самостоятельный генетический тип, приводится целый ряд характерных признаков, большая часть из которых отмечена и в пределах изученного нами

рудного поля. Такими признаками, помимо изложенного, являются: наличие гипогенной зональности оруденения и изменения вмещающих пород, присутствие в рудах сульфосолей, сульфатов и теллуридов, телескопированность руд и широкое развитие колломорфных текстур, перемежаемость во времени последовательных магматических образований и оруденения, особенности химизма рудоносных растворов и др.

9. Достаточно веские подтверждения в пользу связи оруденения с очагом вулканической деятельности можно подчеркнуть, используя метод аналогии, т. е. сопоставляя особенности Кафанского рудного поля с месторождениями, для которых связь оруденения с вулканизмом не вызывает сомнения (Котляр, 1961), а также с областями активного вулканизма. Так, детальное изучение последних позволило С. И. Набоко (1961) прийти к ряду весьма интересных заключений, которые вполне могут быть приложены к областям древнего вулканизма, в частности к Кафанскому рудному полю. В данном случае мы имеем в виду выводы упомянутого исследователя о том, что: «1) Интенсивный метаморфизм вулканических пород, приводящий к концентрации рудных компонентов, происходит в длительную поздневулканическую стадию в условиях наличия жидкой фазы воды. 2) Гидротермальные процессы в областях активного вулканизма находятся в парагенетической связи с формированием вулканических толщ в смысле приуроченности их к единому вулканическому циклу. Минералообразование не сингенетично процессу формирования вулканических толщ и представляет собой наложенный процесс. 3) Гидротермальные процессы приурочены к заключительной стадии извержений вулкана, характеризующейся появлением наиболее кислых магматических дифференциатов...» (стр. 31—32). Эти выводы, сделанные для области активного вулканизма, как видно из всего изложенного выше материала, могут быть полностью перенесены на Кафанское рудное поле.

Таким образом, анализируя материалы, собранные к настоящему времени по Кафанскому рудному полю, мы не видим фактов, которые могли бы подтвердить мнение о связи оруденения с третичными или другого возраста интрузиями гранитоидного состава; напротив, все данные однозначно свидетельствуют о парагенетической связи оруденения с кварцевыми порфирами и кварцевыми альбитофирами, т. е. с очагом среднеюрского вулканизма.

В связи с изложенным, естественно, и возраст Кафанских месторождений оценивается нами как среднеюрский, подтверждение чего мы видим в следующем.

1. Бесспорная связь оруденения с очагом среднеюрского вулканизма, крайними дифференциатами которого являются кварцевые порфиры и кварцевые альбитофиры, в возрастную «вилку» которых попадает промышленное оруденение.



2. Размещение продуктов минерализации в возрастной «вилке» диабазовых даек (лейко-диабазы и «внутриминерализационные» диабазы), возраст которых определяется как доверхнеюрский.

3. Тесная связь оруденения с разломами северо-западного простирания, развитие которых происходило в процессе формирования нижнесреднеюрского тектонического этажа и большинство из которых в породах верхнеюрского — нижнемелового этажа совершенно не проявлено.

4. Отсутствие промышленного оруденения и явлений гидротермального изменения пород в образованиях верхней юры.

5. Наличие хорошо окатанных гематитовых галек в базальном конгломерате верхнеюрских отложений, из которых в различное время В. Н. Котляр, Ю. А. Арапов и А. Т. Асланян дали описание гальки интенсивно измененных, лимонитизированных пород и гематита. Ю. А. Лейе (1960) к востоку от сел. Норашиник, в районе участка Бадал-Юрт из указанных базальных конгломератов, мощность которых достигает здесь 0,5 м, была собрана коллекция рудных галек. Размеры последних колеблются в пределах 0,2—5,0 см. По форме это неправильно округлые или угловато-округлые, в большинстве случаев плоские образования, большая часть из которых не столько окатана, сколько отполирована, что характерно для галек морского побережья, длительное время подвергающихся полирующему воздействию волн. Такие формы галек, наряду с изредка встреченными слабо окатанными обломками прожилков, мощностью до 1 см, иногда с реликтовой полосчатой текстурой (полосы вытягиваются параллельно стенкам обломка), свидетельствуют о том, что материал, из которого они образованы, не мог быть принесен издалека. Микроскопическое изучение этих образований показало, что они почти полностью состоят из лимонита, в массе которого иногда устанавливаются мелкие реликтовые зерна гематита. Никаких других рудных минералов или их признаков среди массы лимонитов не отмечено. Мы склонны рассматривать эти гальки как лимонитизированные и гематитизированные обломки колчеданных руд Кафана, размытых верхнеюрской трансгрессией. Такое объяснение описанных образований представляется нам наиболее логичным, ибо, с одной стороны, нигде в районе не известны железорудные месторождения доверхнеюрского возраста, которые могли бы служить объектом размыва, а с другой, как справедливо отмечают в последнее время многие геологи, трудно представить, что хорошо окатанные гальки колчеданных руд сохранились в своем первоначальном виде и не подверглись окислению. Помимо рудных галек, в состав конгломератов входят также окатанные обломки подстилающих пород, иногда представленные гидротермально измененными разностями.

6. При изучении первичных ореолов рассеяния (Лейе, 1960) в верхних горизонтах среднеюрских пород были отмечены отрица-

тельные аномалии, которые обычно совпадали с участками алу-нитизированных пород и характеризовались пониженным, против фонового, содержанием меди. Очевидно, что в данном случае сингенетическая медь выносилась сульфатными растворами, вызвавшими алунизацию содержащих ее пород. Один из таких участков оказался перекрытым известняками, фациально замещающими грубозернистые туфопесчаники основания верхней юры. Учитывая, что карбонатные породы способствуют осаждению в них меди, естественно было бы ожидать, что медь, вынесенная из алу-нитизированных пород, будет осаждаться в указанных известняках и обогащать их. Однако здесь, как и во всех верхнеюрских породах, содержание меди оказалось равным 0,0n%, из чего можно заключить, что в момент выноса меди указанные известняки еще не существовали.

Все эти факты в сочетании с другими особенностями Кафанского рудного поля позволяют датировать оруденение верхним байосом-батом.

Исследователи, придерживающиеся другого мнения относительно возраста оруденения, в частности, считающие его третьичным, в подтверждение своей точки зрения указывают на якобы полное отсутствие признаков динамического воздействия на руды после их образования. По нашему мнению, они упускают из виду очень важное обстоятельство: Кафанское рудное поле характеризуется блоковым строением, причем оруденелые участки размещаются внутри относительно небольших блоков, в силу чего тектонические напряжения, имевшие место после рудообразования, в основном компенсируются перемещениями целых блоков относительно друг друга (глыбовыми движениями, по Крейтеру, 1956), в то время как заключенные внутри этих блоков месторождения не испытывают сколько-нибудь существенных деформаций. Вместе с тем несмотря на указанное обстоятельство, которое может полностью оправдать отсутствие признаков динамического воздействия на руды Кафана, последние все же имеют. Так, помимо мелких пострудных нарушений, смещающих рудные тела на единицы метров и реже проходящие вдоль контактов жил, изгибов рудных жил у крупных разломов, по которым отмечены значительные перемещения и растаскивания жил по этим разломам, В. Н. Котляр отмечает изгиб рудной жилы в плане, в блоке ненарушенных пород, что исключает возможность объяснить этот изгиб близостью разлома. По его мнению, такой изгиб можно объяснить только тем, что «... после формирования жил возобновилось или продолжилось действие тангенциальных усилий, вызывающих образование складчатости». Аналогичные изгибы рудных жил еще раньше были отмечены А. Эрном (1910). Э. А. Хачатурян в рудах Кафана установил структуры смятия, выражающиеся в изогнутости двойниковых полосок халькопирита и галенита. И, наконец, отмечаемое всеми исследователями

выполаживание жил с глубиной Ю. А. Лейе склонен объяснить пластической деформацией, вызванной перемещениями типа надвига, получавшими широкое развитие в период формирования верхнеюрского — нижнемелового тектонического этажа.

Таким образом, из приведенного краткого обзора мы видим, что относительно древний (юрский) возраст оруденения подтверждается не только прямыми данными, но и достаточно четко выраженными следами динамического воздействия на руды после их отложения.

Кафанское рудное поле представляется нам показательным еще и потому, что здесь, хотя и далеко не равнозначно, развиты внешне сходные рудопроявления, возникшие на различных этапах геологического развития района и, следовательно, имеющие различную природу. Недооценка этого положения и стремление объяснить все наблюдаемые факты с точки зрения одной гипотезы, естественно, приводили к неувязкам, которые использовались сторонниками других взглядов для доказательства своей правоты. Необходимо, однако, подчеркнуть, что главная масса оруденения или, иначе говоря, все промышленное оруденение рудного поля связано единством источника своего образования, в то время как рудопроявления, возникшие по другим причинам, представляют скорее минералогический, чем промышленный интерес. Эти рудопроявления по своему происхождению делятся на две группы: 1) рудопроявления, связанные с верхнеюрским вулканизмом, и 2) рудопроявления, связанные с меловой интрузивной деятельностью.

Первые тесно связаны с верхнеюрскими основными эффузивами и представлены мелкими, распыленными иногда на значительной площади проявлениями самородной меди, в тесной ассоциации с цеолитами и реже эпидотом. В районе сел. Хдранц и севернее сел. Норашеник известны значительные по площади малахит-азуритовые поля, возникшие за счет самородной меди. Как медные месторождения эти проявления, безусловно, не представляют интереса, хотя на некоторых из этих полей и проводились разведочные работы легкого типа.

Вторая группа рудопоявлений генетически связана с меловыми интрузиями габбро-диабазов и представлена в пределах рудного поля несколькими мелкими проявлениями пирит-халькопиритового состава, отмеченными в контактовых частях указанных интрузий. Эти проявления настолько мелки, что едва ли были замечены, если бы по ним в поверхностных условиях не развивался малахит. Все они отмечены только в приосевой, центральной части Кафанской брахиантиклинали непосредственно в контакте указанных интрузий или вблизи него. С этим же периодом минерализации связаны и чисто кварцевые жилы, также распространенные только в приосевой части антиклинали, вблизи выходов габбро-диабазов. Эти жилы, лишенные вкрапленности

сульфидов, отчетливо секут дайки микродиоритов, тесно связанных с неокомскими интрузиями, или размещаются в их контакте, чем и определяется относительный возраст первых. О промышленном значении этих рудопроявлений в пределах Кафанского рудного поля не может быть и речи, тем более, что оно не доказано еще и в целом для Кафанской моноклиналильной зоны.

Другой пример связи эндогенного оруденения с субвулканическими образованиями юры в пределах Армении, впервые отмеченный И. Г. Магакьяном (1959), относится к району месторождений Ахтала, Алаверды, Шамлуг в Северной Армении. Связь оруденения с кварцевыми порфирами и альбитофирами доказывается:

- а) тесной пространственной приуроченностью оруденения к субвулканическим кварцевым порфирам и альбитофирам;
- б) совпадением фаций глубинности руд и интрузий (и те и другие представляют образования малых глубин);
- в) совпадением возраста колчеданного оруденения и субвулканических образований.

Помимо геологических данных, ныне Лабораторией определения абсолютного возраста горных пород АН Арм. ССР (Багдасарян, Гукасян, Налбандян, 1962) определен также возраст гидротермально измененных вмещающих оруденение пород — серицитолитов. Эти определения показали возраст в пределах от 154 до 160 млн. лет, т. е. от верхов байоса до низов келловея, что хорошо согласуется с представлением о предверхнеюрском возрасте кислых субвулканических образований Алавердского рудного района, с которыми ряд исследователей парагенетически связывают оруденение.

Возвращаясь от конкретных примеров к вопросу о генезисе колчеданного оруденения в пределах Армении, необходимо отметить, что сторонники «интрузивной» гипотезы в своем стремлении доказать невозможность связи оруденения с очагом древнего вулканизма, обычно указывают на то, что небольшие по размерам экструзивные тела не могут являться источником значительных скоплений руд, а также выдвигают на первый план вопросы о том, что собою представляет очаг эффузивной деятельности и оруденения, т. е. источник оруденения, как он исторически формируется и где его место относительно поверхности земли в момент, когда происходят процессы рудообразования и т. д.?

Относительно первого необходимо сказать, что, насколько нам известно, никто не говорил о том, что мелкие экструзивные тела непосредственно являются источником оруденения. Обычно указывается на их тесную пространственную и временную связь, что позволяет говорить об их парагенетическом родстве. Еще А. Н. Заварицкий, как отмечает С. Н. Иванов (1959), подчеркивал, что «связь сульфидных залежей с кварцевыми альбитофирами не следует понимать так, что источник вещества залежей был в веществе

тех изверженных масс, которые представляют самые тела кварцевых альбитофиров». К аналогичному выводу пришли и вулканологи, изучающие современный вулканизм (Набоко, 1961).

Что же касается остальных вопросов, то они достаточно подробно и убедительно рассматриваются в работах, посвященных вулканизму. Так, А. Т. Асланян (1955), исходя из глубины залегания очагов вулканических землетрясений, приводит цифру в 30—70 км для магматических резервуаров, питающих вулканы; Г. С. Горшков (1956) на основании интерпретации геофизических данных оценивает глубину залегания магматического очага Ключевского вулкана в 60 км; В. И. Влодавец (1959) приводит цифры в 6—60 км, имея в виду, видимо, и промежуточные очаги; В. Н. Котляр (1960), исходя из анализа минералогических, геохимических, структурных и геологических особенностей месторождений, связанных с экструзивами, считает, что очаг их должен располагаться на небольшой глубине.

Исходя из всех приведенных данных можно считать, что основной магматический резервуар располагается на глубинах, исчисляемых десятками километров, однако по пути следования магматического расплава к земной поверхности на различных глубинах, в том числе и на глубине в 1—5 км, как считают японские геологи, возникают промежуточные очаги, непосредственно питающие вулканы. Именно по пути следования, т. е. в промежуточных очагах, происходит дифференциация магмы, что убедительно показали Г. С. Горшков и С. И. Набоко (1959), которые, ссылаясь на извержения Ключевского вулкана 1938 и 1945 гг., указывают, что «лава, одновременно изливающаяся из кратеров на различных гипсометрических уровнях с разницей в высотах в 4000 м, различалась составом; из нижних кратеров изливалась лава более основная.., из верхних — более кислая...».

Видимо, в этих же промежуточных очагах, расположенных в верхних структурных ярусах, на глубинах, исчисляемых первыми километрами, происходит и отделение рудоносных растворов.

Вопрос о том, в каком состоянии находится газовая фаза в вулканических очагах, как происходит ее отделение и формирование гидротермальных растворов, пока неясен, однако успехи экспериментальных исследований последних лет и работы, проведенные в областях активного вулканизма, позволяют составить об этом определенное представление. Опыты Н. И. Хитарова и др. (1959) в сочетании с известными данными Р. Горансона показали ограниченную растворимость воды в магматическом расплаве, поэтому более логично говорить о ликвации газовой фазы, как это допускает В. А. Николаев. Отделение газовой фазы определяется прежде всего соотношением внешнего и внутреннего давления, при этом В. А. Николаев (1953) указывает, что при относительно низком внешнем давлении, а именно такие условия следует допускать при явлениях вулканизма, отделение газовой фазы

«... происходит не в инвариантных условиях ретроградного кипения..., а как процесс магматической дестилляции при охлаждении..., при изменении давления и состава жидкой фазы (расплава) и газовой фазы (газообразного раствора)» (стр. 104). Развивая эту мысль, В. Н. Котляр (1961) считает, что отделяющиеся магматические газы только в случае, если этот процесс происходит вблизи поверхности, т. е. в условиях резкого, всестороннего спада температуры и давления, могут привести к рудообразованию. В случае расположения очага на относительно больших глубинах и резкого падения внешнего давления, обусловленного тектоническими причинами, должны происходить газовые прорывы типа извержения Катмаи.

Из изложенных рассуждений видно, что условия для отделения газовой фазы от магматического очага, приводящие к рудообразованию, вполне соответствуют тем, которые возникают при прорыве магмы на поверхность из неглубоко расположенных очагов. Прорывающаяся на поверхность магма не открывает пути для проникновения следующих за нею гидротерм, а «открывает» замкнутую до этого систему, в результате чего происходит отделение газовой фазы. Этим, видимо, и следует объяснить наблюдаемую на месторождениях описываемого типа перемежаемость магматических и рудных образований и тот факт, что формирование магматических образований обычно предшествует рудоотложению.

Естественно допустить, что прорывавшаяся порция магмы, остывая, залечивает трещины, открывшие систему, и тем самым «закрывает» ее. В магматическом очаге, перешедшем к состоянию относительно закрытой системы, происходит накопление магматического расплава и газовой фазы, которая в значительных количествах выделяется только после очередного «открытия» системы. В закрытых системах, как известно (Николаев, 1953), также происходит отделение газовой фазы, но оно подчинено несколько иным законам и в данном случае, видимо, не играет существенной роли.

Дальнейшая эволюция рудообразующих растворов трактуется различно. В. А. Николаев (1953) придает большое значение конденсации газовой фазы и ее постепенному и непрерывному переходу в состояние сжатого гидротермального раствора. Эти представления, вполне соответствующие формированию гидротермальных растворов, в связи с интрузивами едва ли могут быть перенесены на близповерхностные условия вулканизма. Н. И. Хитаров (1961), рассматривая вопрос формирования гидротермальных растворов, большое значение придает водам вмещающих пород, подчеркивая при этом, что с глубины в 10—12 км и выше, т. е. до границы исчезновения трещин в связи с вхождением в зону пластичности, в кислую магму допустимо вхождение воды в более заметных количествах, чем для основного расплава. Главное

участие магматического источника в формировании гидротермальных растворов названный исследователь видит в подаче тепла в прилегающие участки. Летучие, по его мнению, поступают преимущественно в период извержения.

К выводу о большой роли вадозовых вод в формировании гидротермальных растворов приходит также С. И. Набоко (1961), которая пишет, что «гидротермы формируются в результате конденсации и растворения в вадозовых водах магматических летучих... Зарождение гидротерм на поверхности Земли происходит при растворении вулканических газов в грунтовых водах и на глубине — при растворении магматических газов в подземных водах. Глубинность зарождения гидротерм обусловлена степенью прогрева пород и их трещиноватостью» (стр. 32). Такие термальные растворы С. И. Набоко предлагает называть «субгидротермами», подчеркивая их возникновение в приповерхностных условиях, в отличие от собственно магматических, ювенильных вод. Естественно, что в таком случае движение гидротермальных растворов будет обуславливаться гидрогеологическими условиями, а места разгрузки гидротерм будут совпадать с зонами дренажа подземных вод, т. е. прежде всего с зонами разломов. С этой точки зрения, как отмечает А. М. Овчинников (1961), гидротермальные месторождения должны рассматриваться как «...древние очаги разгрузки напорных вод. При отсутствии таких очагов происходит рассеивание элементов и залежей не образуется» (стр. 47). Возможное участие вадозовых вод в формировании гидротерм признают также С. С. Смирнов, А. Г. Бетехтин, В. Н. Котляр, В. С. Соболев и др.

В этой связи необходимо кратко остановиться на формах переноса рудных веществ и роли газовых растворов. После работ А. Г. Бетехтина (1953) прочно установилось мнение о переносе рудных компонентов в форме галоидных соединений. Для Кафанского рудного поля подтверждение этому мы видим, в частности, в повышенных содержаниях иода в зонах рудоподводящих разломов (к сожалению, сведений о содержании других галоидов пока нет). Вместе с тем, как известно, А. Г. Бетехтин отрицает возможность переноса этих веществ в газовой фазе на сколько-нибудь значительное расстояние. Нам представляется совершенно справедливым замечание В. Н. Котляра (1961) о том, что «...при этом очевидно не принимались в расчет близповерхностные условия низкого внешнего давления, при которых температуры летучести хлоридов... не выше, а ниже температур кристаллизации магмы» (стр. 60). В связи с изложенным выше о роли вадозовых вод в формировании гидротермальных растворов, глубине проникновения первых и глубине залегания магматического очага, отпадает потребность в переносе рудных компонентов в газовой фазе на значительные расстояния. В указанном виде они могут только отделяться от магматического расплава и очень скоро на неболь-

шом удалении от него конденсироваться и поглощаться (растворяться) вадозовыми водами. Последние, как показано С. И. Набоко (1961), могут транспортировать растворенные в них вещества на значительные расстояния от мест зарождения субгидротерм к месту их разгрузки. В случае, если таковыми являются зоны разломов, то повышению концентрации растворов могут способствовать не только изменившиеся физико-химические условия, но и проявленный в этих зонах фильтрационный эффект.

Таким образом, анализ фактического материала по некоторым колчеданным месторождениям Армении и рассмотрение имеющихся в литературе сведений по теоретическим вопросам вулканизма и рудогенезиса позволяют с большой уверенностью говорить о юрском вулканизме как источнике ряда медных и полиметаллических месторождений Армянской ССР.



## ЛИТЕРАТУРА

- ✓ Абдуллаев Р. Н. О среднеюрском вулканизме кислой магмы на Малом Кавказе.— Изв. АН Азерб. ССР, № 8, 1955.
- ✓ Абдуллаев Р. Н. Мезозойский вулканизм Малого Кавказа.— Сов. геология, № 7, 1958.
- ✓ Абдуллаев Р. Н. Мезозойские вулканические формации Азербайджана.— Вопросы вулканизма. Изд-во АН СССР, 1962.
- ✓ Абдуллаев Р. Н. 1. Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа.— Изд. АН Азерб. ССР, 1963.
- ✓ Абдуллаев Р. Н. 2. Палеогеография центров мезозойского вулканизма Малого Кавказа. В сб.: «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». Изд-во АН СССР, 1963.
- ✓ Абиx Г. Несколько замечаний об Алавердском и Шамлугском медных рудниках в Сомхетии.— Горный журнал, № 5, 1856.
- ✓ Азарян Н. Р. О возрасте «агломератовой» свиты Алавердского района.— Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, 11, № 5, 1958.
- ✓ Азарян Н. Р. Стратиграфическая схема юрских отложений Алавердского рудного района.— Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, № 1, 1959.
- ✓ Азарян Н. Р. О возрастном расчленении интрузивов Алавердского рудного района.— Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, 14, № 3, 1961.
- ✓ Азарян Н. Р. и Акопян В. Т. Новая стратиграфическая схема юрских отложений Армении.— Докл. АН Арм. ССР, 28, № 2, 1959.
- ✓ Азизбеков Ш. А. Кварцевые порфиры северной части Малого Кавказа.— Изв. Азерб. фил. АН, № 8, 1943.
- ✓ Азизбеков Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1947.
- ✓ Азизбеков Ш. А. Юрские эффузивные породы северо-восточной части Малого Кавказа. Геология Азербайджана (Петрография). Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
- ✓ Азизбеков Ш. А., Амирасланов А. А., Асланян А. Т., Мустафабейли М. А., Синанян Г. А., Твалчрелидзе Г. А., Цой В. Геология свинцовоцинковых месторождений Кавказа и закономерности их размещения. Госгеолтехиздат, 1962.
- ✓ Акопян В. Т. О возрасте вулканогенной толщи вершины горы Тапасар.— Докл. АН Арм. ССР, 24, № 4, 1957.
- ✓ Акопян В. Т. О возрасте верхнемеловых образований района сел. Сваранц и Татев.— Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, 11, № 3, 1958.
- ✓ Акопян В. Т. Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура.— Изд. АН Арм. ССР, 1962.
- ✓ Аракелян Р. А., Пиджян Г. О. Новые данные о генезисе и возрасте оруденения Кафанской группы месторождений.— Докл. АН Арм. ССР, 22, № 1, 1956.
- ✓ Асланян А. Т. Новые данные по стратиграфии и тектонике Алавердского рудного района.— Изв. АН Арм. ССР, естеств. науки, № 10, 1946.

- Асланян А. Т. Новые данные по стратиграфии юрских отложений Северной Армении.— Докл. АН СССР, 60, № 1, 1948.
- Асланян А. Т. 1. О возрасте эффузивных кварцевых порфиров Малого Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1949.
- Асланян А. Т. 2. Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1949.
- Асланян А. Т. О возрасте Алавердской туфопорфировой толщи и локского гранитного массива.— Докл. АН Арм. ССР, 11, № 4, 1950.
- Асланян А. Т. Исследование по теории тектонической деформации Земли. Изд. АН Арм. ССР, 1955.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. Айпетрат, Ереван, 1958.
- Атабекян А. А. Об открытии верхнеюрских отложений в междуречье средних течений рек Агстев и Гасан-су (Армения).— Докл. АН СССР, 96, № 3, 1954.
- Афанасьев Г. Д. и др. Итоги геохронологических исследований магматических горных пород Кавказа.— Материалы Междунар. геол. конгр., проблема 3. Изд-во АН СССР, 1960.
- Багдасарян Г. П. О возрасте некоторых интрузий Армении по данным геологических исследований и радиологических определений (аргоновым методом).— Труды VII сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, 1960.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х. и Налбандян Э. М. О возрасте колчеданного оруденения Алавердского рудного района Армянской ССР.— Докл. АН Арм. ССР, 35, № 2, 1962.
- Баласанян С. И. 1. К вопросу о возрасте абиссальных и гипабиссальных пород Алавердского рудного района.— Докл. АН Арм. ССР, 22, № 2, 1956.
- Баласанян С. И. 2. Новые данные о возрасте интрузивных пород Армянской части Сомхетско-Карабахской тектонической зоны.— Докл. АН Арм. ССР, 23, № 2, 1956.
- Баласанян С. И. Различия в химизме разновозрастных однотипных эффузивных пород Армении и прилегающих частей Малого Кавказа.— Геохимия, № 8, 1957.
- Баласанян С. И. 1. Средние составы магматических пород Армении. Геохимия, № 3, 1959.
- Баласанян С. И. 2. Характер изменения петрогенных элементов в продуктах мезо-кайнозойских эффузивных циклов Армении и прилегающих к ней частей Малого Кавказа.— Труды УГ и ОН СМ Арм. ССР, № 2, 1959.
- Баласанян С. И. Химический состав продуктов эффузивного магматизма Армении.— Научные труды Ереванск. ун-та, серия геол. наук, 75, вып. 4, 1961.
- Бернштейн П. С. Геологические исследования в бассейне среднего и нижнего течения рек Дзегам-чай и Асрик-чай в Азербайджане.— Записки Всерос. мин. об-ва, ч. 64, № 2, 1935.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Ван Цзу-бан. Некоторые особенности формирования Кафанского меднорудного месторождения. Автореф. канд. дисс., 1957.
- Ванюшин С. С. Место даечного комплекса Кафанского рудного района Армянской ССР в тектоно-магматической истории развития сомхетско-карабахской геосинклинали.— Докл. АН Арм. ССР, 29, № 2, 1959.
- Ванюшин С. С., Малхасян Э. Г. О возрасте субвулканических и гипобиссальных образований Кафанского рудного поля.— Докл. АН Арм. ССР, 23, № 3, 1956.
- Ванюшин С. С., Лейе Ю. А., Малхасян Э. Г. Кафанское медное месторождение. Изд. Кавк. НТО Цвет. мет. Ереван, 1957.

- В артапетян Б. С. О структуре и новом типе оруденения в Зангезуре.— Сов. геология, № 29, 1948.
- В артапетян Б. С. Новые участки кварцевых порфиров в районе Ахтальского месторождения Армянской ССР.— Докл. АН Арм. ССР, 27, № 1, 1958.
- В артапетян Б. С. К вопросу о генезисе колчеданного оруденения Армении.— Сов. геология, № 10, 1960.
- ✓ В артапетян Б. С. Новые данные о кварцевых порфирах Ахтальского полиметаллического месторождения в Армянской ССР.— Научные труды Ереванск. ун-та, серия геол. наук, 75, вып. 4, 1961.
- В ейц Б. И. О генетической связи оруденения Рудного Алтая с девонским вулканизмом.— Изв. АН Казах. ССР, серия геол., № 17, 1953.
- В иноградов А. П. Распределение химических элементов в земной коре.— Геохимия, № 1, 1962.
- В лодавец В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. В сб.: «Проблемы вулканизма». Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Г абриелян А. А. 1. Севано-Зангезурский глубинный разлом и его геологическое значение.— Докл. АН СССР, 106, № 3, 1956.
- Г абриелян А. А. 2. Этапы и типы структурного развития Армении и соответствующие формации горных пород.— Изв. АН Арм. ССР, 9, № 2, 1956.
- Г абриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении.— Изв. АН Арм. ССР, 1959.
- Г оньшакова В. И. Рудовмещающие породы Алавердского района Северной Армении. Металлургиздат, 1950.
- Г оршков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана.— Докл. АН СССР, 106, № 4, 1956.
- Г оршков Г. С., Набоко С. И. Современный вулканизм Камчатско-Курильской дуги. В сб.: «Проблемы вулканизма». Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Г рушевой В. Г. Алавердское медное месторождение в Закавказье (его породы, руды и генезис).— Труды ГГРУ ВСНХ СССР, вып. 1, 1930.
- Г рушевой В. Г. 1. Краткий очерк металлогении Закавказья.— Проблемы сов. геологии, 1935.
- Г рушевой В. Г. 2. Медные месторождения Алавердского района ССР Армении.— Труды ЦНИГРИ, вып. 31, 1935.
- Г рушевой В. Г. Интрузивные породы Зангезура и в связи с ними оруденение.— Материалы ВСЕГЕИ, сб. № 5, 1940.
- Г рушевой В. Г., Русаков М. И. Зангезур, его геолого-промышленное лицо и перспективы.— Разведка недр, № 19—20, 1934.
- Г рушевой В. Г. и Озеров К. Н. 1. Новые месторождения андалузита и дюмортьерита в Армении.— Разведка недр, № 16, 1935.
- Г рушевой В. Г., Котляр В. Н., Додин А. и Ходиков В. 2. О геологическом изучении Зангезурского рудоносного района.— «Разведка недр, № 5, 1935.
- Д жрбашян Р. Т., Малхасян Э. Г., Мнацаканян А. Х. Об особенностях распространения микроэлементов в палеовулканических формациях Армянской ССР.— Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, № 3, 1963.
- Д зоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1948.
- Д зоценидзе Г. С. Юрский вулканизм Закавказья. Вопросы вулканизма. Изд-во АН СССР, 1962.
- Д один А. Л. Геологическое строение Алавердско-Садахлинского района ЗСФСР.— Труды ВИМС, вып. 88, 1935.
- Д один А. Л. Геологическое строение и рудоносность Зангезурского района.— Труды ВСЕГЕИ, вып. 133, 1940.

- Заварицкий А. Н. Замечание к петрографической номенклатуре плагиопорфиров.— Геол. вестник, 6, № 1—3, 1926.
- Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. Изд-во АН СССР, 1955.
- Заридзе Г. М. Об ассимиляционном происхождении кислых эффузивных образований. В сб.: «Проблемы вулканизма». Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним оруденения. Госгеолтехиздат, 1959.
- Иванов С. Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала.— Труды Геол.-развед. ин-та УФАИ СССР, вып. 43, 1959.
- Исаенко М. П. Диккит из Кафанского медно-колчеданного месторождения в Армении.— Изв. Высших учебных завед., геол. и разведка, № 6, 1963.
- Казарян Г. А. Жильные породы Алавердского рудного района.— Изв. АН Арм. ССР, Серия геол. и геогр. наук, 12, № 6, 1959.
- Казарян А. Г. Об окологорно измененных породах Ахтальского баритополиметаллического месторождения.— Записки Арм. отд. ВМО, вып. 2, 1963.
- Казарян Г. А., Малхасян Э. Г. Изверженные породы горы Лалвар.— Записки Арм. отд. ВМО, № 1, 1959.
- Казарян А. Г., Шехян Г. Г. К проблеме генезиса колчеданных месторождений Армянской ССР.— Докл. АН Арм. ССР, 37, № 1, 1963.
- Казарян С. В. О проявлении полиметаллического оруденения в туфопесчаниках и альбитофирах Шамлугского рудного поля. Научно-техн. сб. ГНТК, серия геол., горное дело, металлургия, № 4, 1961.
- Кашкай М. А. О генетической связи месторождений колчеданных и некоторых медных и полиметаллических руд с кислыми магмами.— Сов. геология, № 50, 1956.
- Кашкай М. А. О палеовулканических процессах в Азербайджане и формировании в связи с ними полезных ископаемых. Вопросы вулканизма. Изд-во АН СССР, 1962.
- Кашкай М. А., Бабаев И. А. О шаровых лавах Азербайджана.— Изв. АН Азерб. ССР, № 5, 1958.
- Конюшевский Л. К. Отчет о геологических исследованиях месторождений медных руд в Зангезурском уезде Елизаветпольской губернии.— Материалы для геологии Кавказа, кн. 10, серия III, 1911.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- Кормилицын В. С., Мануйлова М. М. Ритмически-полосчатые порфиры горы Бугдаи.— Записки Всес. мин. об-ва, 86, № 3, 1957.
- Котляр В. Н. Структура Зангезурского рудного поля.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1938.
- Котляр В. Н. О формах связи оруденения с интрузивами магматических комплексов. Сб. научных трудов Моск. ин-та цветных метал. и золота, № 3, 1955.
- Котляр В. Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение.— Изв. Высших учебных завед., геол. и разведка, № 9, 1960.
- Котляр В. Н. Об особенностях образования некоторых близповерхностных послемагматических месторождений.— Изв. высших учебных завед., геол. и разведка, № 1, 1961.
- Котляр В. Н. О рудоносных вулканических жерлах и их пространственном размещении.— Записки Всес. мин. об-ва, ч. XCI, вып. 4, 1962.
- Котляр В. Н., Додин А. Л. Зангезурское рудное поле, его структура, оруденение и генезис.— Цветные металлы, № 7, 1937.
- Котляр В. Н., Фаворская М. А. О взаимоотношениях некоторых типов оруденения с эффузивными формациями. Вопросы вулканизма. Изд-во АН СССР, 1962.

- Кочарян А. Е. О структуре Комсомольского рудника Кафанского месторождения (на арм. языке).— Изв. АН Арм. ССР, № 2, 1947.
- Кравченко С. М. Некоторые структурные особенности интрузий южной части Горного Крыма.— Труды МГРИ, 32, 1958.
- Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. Госгеолтехиздат, 1956.
- Кузнецов Ю. А. Порфировые интрузии северо-западного Алтая и их фаціальность.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1951.
- Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа.— Труды ИГН АН СССР, вып. 113, 1950.
- Лебедев А. П., Малхасян Э. Г. К геологии и петрографии юрских кварцевых плагиопорфиров Армянской ССР.— Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, 15, № 4, 1962.
- Лебедев А. П., Малхасян Э. Г. О юрских кварцевых плагиопорфирах Армении и о некоторых вопросах генезиса кислых эффузивов вообще. В сб.: «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». Изд-во АН СССР, 1963.
- Лебедев И. Геологическое исследование части Борчалинского уезда в пределах Сомхетии.— Материалы для геологии Кавказа, кн. 3, серия 3, 1902.
- Лебедев П. И. Вулкан Алагез и его лавы.— Труды СОПС АН СССР, серия Закавказья, 3, 1931.
- Лебединский В. И., Макаров Н. М. Вулканизм горного Крыма. Изд. АН УССР, Киев, 1962.
- Лейе Ю. А. Некоторые результаты спектрального анализа рудовмещающих пород Кафанского медно-полиметаллического месторождения.— Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, 21, № 2, 1958.
- Лейе Ю. А. Новые данные о фациях, возрасте и взаимосвязи кварцевых порфиров Кафанского рудного поля.— Докл. АН Арм. ССР, 29, № 3, 1959.
- Лейе Ю. А. Первичные ореолы рассеяния медных и полиметаллических месторождений Кафанского рудного поля.— Научные труды НИГМИ, вып. 1, 1960.
- Лейе Ю. А. О верхнебайосском вулканическом аппарате и связанном с ним проявлении молибденита из Кафанского рудного поля.— Докл. АН Арм. ССР, 36, № 3, 1963.
- Леммлейн Г. Г. Скелетные кристаллы кварца в липаритах.— Труды Петрогр. ин-та АН СССР, № 3, 1933.
- Леонтьев Л. Н. К стратиграфии юрских отложений северо-восточной части Малого Кавказа.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1950.
- Леонтьев Л. Н. и Хайн В. Е. 1. Геотектонические условия на Кавказе в ааленском веке.— Докл. АН СССР, 3, 1946.
- Леонтьев Л. Н. и Хайн В. Е. 2. Геотектонические условия на Кавказе в средней юре.— Докл. АН Азерб. ССР, 2, № 8, 1946.
- Леонтьев Л. Н. и Хайн В. Е. 3. Геотектонические условия на Кавказе в верхней юре.— Докл. АН Азерб. ССР, 2, № 3, 1946.
- Леонтьев Л. Н., Хайн В. Е. К истории складкообразования и интрузивной деятельности на Малом Кавказе.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1951.
- Магакьян И. Г. Алавердский тип оруденения и руды Алавердской группы месторождений.— Докл. АН Арм. ССР, 1, № 5, 1944.
- Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении.— Сов. геология, № 7, 1959.
- Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и металлогении на примере Малого Кавказа.— Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, № 4, 1957.
- Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Генетическая связь оруденения с магматизмом (на примере Малого Кавказа).— Записки Арм. отд. ВМО, № 1, 1959.

- Магакьян И. Г., Котляр В. Н., Хачатурян Э. А. Месторождения субвулканического происхождения Армянской ССР и особенности их поисков. Рудоносность вулканогенных формаций (Тезисы совещания). М., 1963.
- Малхасян Э. Г. 1. Основные петрохимические особенности мезозойского вулканического цикла Кафанского рудного района.— Труды Арм. геол. упр-ния, № 1, 1957.
- Малхасян Э. Г. 2. Данные об абсолютном возрасте Цавского интрузива.— Докл. АН Арм. ССР, 25, № 4, 1957.
- Малхасян Э. Г. 1. О барабатурских кварцевых порфиридах Кафанского района.— Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, 11, 1958.
- Малхасян Э. Г. 2. Новая разновидность черного кальцита.— Докл. АН Арм. ССР, 26, № 5, 1958.
- Малхасян Э. Г. 1. Юрский вулканизм Армении. В сб.: «Проблемы вулканизма». Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Малхасян Э. Г. 2. Низкотемпературный дипирамидальный кварц из барабатурской серии порфиритов Кафанского района.— Записки Арм. отд. ВМО, № 1, 1959.
- Малхасян Э. Г. 1. Основные черты юрского вулканизма Армении.— Вопросы вулканизма. Изд-во АН СССР, 1962.
- Малхасян Э. Г. 2. Лалварский дюмортьерит.— Докл. АН Арм. ССР, 34, № 1, 1962.
- Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. Рудовмещающие породы Кафанского рудного района в Южной Армении. Ереван, Изд. Кавказск. НТО, Цвет. металл., 1956.
- Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. К вопросу о возрасте, генезисе и перспектив Кафанского медно-полиметаллического месторождения.— Труды Арм. геол. упр-ния, № 1, 1957.
- Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. Основные черты истории развития мезозойского вулканизма Южной Армении. Бюлл. МОИП, отд. геол., 35, № 4, 1960.
- Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. Значение туфоосадочных толщ в понимании геологии и структуры Кафанского рудного района.— Научно-техн. сб. ГНТК, № 2, серия геол., горное дело, металл., 1961.
- Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. К геологии и петрографии юрских альбитофиридов Армянской ССР.— Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, № 2, 1963.
- Малхасян Э. Г., Сопко П. Ф. и Чернышов Н. М. Новые данные о возрасте и условиях залегания кварцевых порфиритов Северной Армении.— Докл. АН Арм. ССР, 28, № 2, 1959.
- Малхасян Э. Г., Казарян Г. А. К петрографии кератофиридов Шамлуг-Ахтальского рудного поля.— Записки Арм. отд. ВМО, вып. 2, 1963.
- Меликсетян Б. М. Акцессорные минералы в породах Мегринского плутона.— Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. науки, 13, № 2, 1960.
- Милановский Е. Е. Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа.— Труды Совещ. по тектонике альпийской геосинклин. области Юга СССР. Изд. АН Азерб. ССР, 1956.
- Мкртчян С. С. Новые данные о геологическом строении южной части Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1948.
- Мкртчян С. С. О геологии и рудоносности Алавердского рудного района.— Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. науки, 10, № 3, 1957.
- Мкртчян С. С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1958.
- Мкртчян С. С. К проблеме поисков скрытых колчеданных и медно-молибденовых рудных тел на Малом Кавказе.— Геол. рудных месторожд., № 4, 1960.
- Мкртчян К. А. Кварц-порфировые формации Малого Кавказа.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 4, 1962.

- Морозов Н. А. Алавердское месторождение медных руд в Закавказье, его породы, генезис.— Изв. СПб Политехн. ин-та, 17, 1912.
- Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и матоморфизм вулканических пород.— Труды Лабор. вулканол., вып. 19, 1961.
- Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. В сб.: «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1953.
- ✓ Озеров К. Н. Дюмортьерит (Армения). Неметаллические ископаемые СССР, т. 5. Изд-во АН СССР, 1941.
- Овчинников А. М. О гидрогеологическом изучении гидротермальных процессов.— Труды Лабор. вулканол., вып. 19, 1961.
- Павлинов Ю. Н. Основные черты строения лакколлитов Кавказских Минеральных вод.— Труды МГРИ, 23, 1948.
- Паффенгольц К. Н. Чирагидзор. Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 102, 1928.
- Паффенгольц К. Н. Кедабек.— Труды ВГРО, вып. 218, 1932.
- Паффенгольц К. Н. Армутлы-Кульп. Геологический очерк междуречья среднего и нижнего течения рек Акстафа-чай и Дебед-чай. ВГРО, вып. 353, 1934.
- Паффенгольц К. Н. 1. Юрский и меловой вулканизм Восточного Закавказья. Геология СССР, т. X, 1941.
- Паффенгольц К. Н. 2. Юрские отложения Восточного Закавказья. Геология СССР, т. X, 1941.
- Паффенгольц К. Н. Геология Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Госгеолиздат, 1948.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Саакян П. С. О рудообразующих флюидах и растворах.— Материалы XXI сессии МГК. Генетические проблемы руд. Госгеолтехиздат, 1960.
- Саакян П. С., Саакян В. М. Рудоносная туфоосадочная формация Лорийского бассейна. В сб.: «Вопросы седиментологии». Госгеолтехиздат, 1960.
- Сердюченко Д. С. О составе и генезисе дюмортьеритов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1958.
- Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений.— Вестник МГУ, серия IV, геол., № 2, 1960.
- Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриневич А. П., Горбачевская О. Н., Спитковская С. М., Фишкин М. Ю. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород советских Карпат. Изд. АН УССР, 1955.
- Соловкин А. Н. Интрузии и интрузивные циклы Азербайджанской ССР. Изд. Азерб. фил. АН СССР, 1939.
- Соловкин А. Н. Кислые интрузии юго-восточной части Малого Кавказа. Геология Азербайджана, т. «Петрография». Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
- Соловьев С. П. Чегемская вулканическая область и район бассейна р. Кестанты и Сакашиль (Северный Кавказ).— Труды ЦНИГРИ, 103, 1938.
- Соловьев С. П. Главные черты комплекса молодых кислых эффузивов и игнимбритов Южного Сихотэ-Алиня и его петрохимические особенности.— Записки Всес. мин. об-ва, 79, № 3, 1950.
- ✓ Сопко П. Ф. Роль стратиграфо-литологических и структурных факторов в размещении колчеданного оруденения в пределах Северной Армении. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2, 1960.
- Сопко П. Ф. 1. Геология колчеданных месторождений Алавердского рудного района. Изд. АН Арм. ССР, 1961.
- Сопко П. Ф. 2. Околорудные изменения в колчеданных месторождениях

- Малого Кавказа.— Изв. высших учебных завед., геол. и разведка, № 2, 1961.
- Сопко П. Ф. Развитие вулканизма Северной Армении в мезозойское и палеозойское время и связь с ним колчеданного оруденения. Вопросы вулканизма. Изд-во АН СССР, 1962.
- Сопко П. Ф., Чернышов Н. М. 1. Ахтальский среднеюрский вулкан в Армении. В сб.: «Геолого-минералогические особенности меднорудных месторождений Южного Урала». Изд. Башкирск, фил. АН СССР, 1962.
- Сопко П. Ф., Чернышов Н. М. 2. Субвулканические образования юрского возраста в Алавердском рудном районе.— Изв. Высших учебных завед., геол. и разведка, № 8, 1962.
- Степанян О. С. Ахтальское полиметаллическое месторождение. Изд. Геол. ин-та. Арм. фил. АН СССР, 1938.
- Степанян О. С. Геология и структура Шамлугского месторождения.— Научные труды Ереванск. ун-та, 22, 1943.
- Степанян О. С. Геология и стратиграфия Северной Армении.— Научные труды Ереванск. ун-та, 30, 1950.
- Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1958.
- Твалчрелидзе Г. А. Основные черты эндогенной металлогении Грузии. Гостеолтехиздат, 1958.
- Устиев Е. К. К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород.— Изв. АН СССР, серия геол. II, 1959.
- Успенский Н. С. Колчеданные месторождения кедабекского типа и их разведка.— Уральский техник, № 1, 1910.
- Фаворская М. А. О некоторых вторичных изменениях кислых эффузивов южного Приморья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7, 1956.
- Хачатурян Э. А. К вопросу о возрасте интрузий Алавердского рудного района.— Изв. АН Арм. ССР, серия геол. и геогр. наук, № 5, 1959.
- Хитаров Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов.— Труды Лабор. вулканол., вып. 19, 1961.
- Хитаров Н. И., Лебедев С. Б., Ренгартен С. Б., Арсеньева Р. В. Сравнительная характеристика растворимости воды в базальтовом и гранитном расплавах.— Геохимия, № 5, 1959.
- Цулукидзе, Архипов, Халатов. Геологическое описание северной части Нахичеванского уезда Эриванской губернии.— Материалы для геологии Кавказа, серия 1, кн. 2, 1869.
- Чернышов Н. М. Некоторые данные о петрографическом составе Ахтальской толщи кварцевых порфиров Северной Армении. Тезисы научной конф. аспирантов Воронежск. ун-та, 1960.
- Чернышов Н. М. К вопросу об условиях образования яшмовидных пород Ахтальского рудного поля.— Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, 14, № 3, 1961.
- Чернышов Н. М. 1. Среднеюрский вулканизм и петрохимические особенности его продуктов в пределах Ахтальского рудного поля. Сб. научных трудов аспирантов Воронежск. ун-та, вып. II, 1962.
- Чернышов Н. М. 2. Флюорит из Ахтальского барито-полиметаллического месторождения.— Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, 15, № 3, 1962.
- Ширинян К. Г., Аракелян Р. А., Елисеева О. П., Малхасян Э. Г., Мнацаканян А. Х. Основные закономерности эффузивного магматизма Армении.— Труды Ин-та геол. наук АН Арм. ССР, Изд. АН Арм. ССР, 1963.
- Эрн А. Отчет об исследовании Катар-Кавартского месторождения медных руд Зангузерского уезда Елисаветопольской губернии.— Материалы для геологии Кавказа, кн. 9, серия III, 1910.



## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .		3
Глава I.	Общий обзор проявлений юрского вулканизма на территории Армении . . . . .	5
Глава II.	Геология юрских вулканогенных образований Алавердского антиклинория . . . . .	10
Глава III.	Петрография юрских вулканогенных образований Алавердского антиклинория . . . . .	20
Глава IV.	Геология юрских вулканогенных образований Шамшадинского антиклинория . . . . .	59
Глава V.	Петрография юрских вулканогенных образований Шамшадинского антиклинория . . . . .	65
Глава VI.	Геология юрских вулканогенных образований Кафанской моноклиальной зоны . . . . .	72
Глава VII.	Петрография юрских вулканогенных образований Кафанской моноклиальной зоны . . . . .	77
Глава VIII.	Химический состав юрских вулканогенных образований Армении . . . . .	118
Глава IX.	Распределение микроэлементов в юрских вулканогенных образованиях Армении . . . . .	121
Глава X.	Фациальный состав юрских вулканогенных отложений Армении . . . . .	125
Глава XI.	Типы метаморфических изменений в юрских вулканогенных образованиях Армении . . . . .	134
Глава XII.	Положение юрского вулканизма Армении в истории развития юрских геосинклиналей кавказской части альпийского орогена . . . . .	141
Глава XIII.	Вопросы генетической связи металлогении Армении с юрским вулканизмом . . . . .	147
Литература . . . . .		160

*Алексей Петрович Лебедев,  
Эдуард Гургенович Малхасян*  
**Юрский вулканизм Армении**

*Утверждено к печати Институтом геологии рудных месторождений,  
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР*

Редактор издательства *М. И. Азизян* Технический редактор *В. В. Тарасова*

Сдано в набор 18/II 1965 г. Подписано к печати 19/V 1965 г. Формат 60×90<sup>1/16</sup>.  
Печ. л. 10<sup>1/2</sup>+1 вкл. Уч.-изд. л. 10,3 Тираж 800 экз. Т-06123 Изд. № 3457/65.  
Тип. зак. 1993 Темплан 1965 г. № 447

Цена 72 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
3	8 св.	Шамлут	Шамлуг
3	12, 13 сн.	Шампадинского	Шамшадинского
11	14, 15 св.	Собко	Сопко
23	1 св.	порфиров	порфиритов
82	4 св.	порфиритовой	порфировой
90	14 св.	5 км	5 см
127	9, 10 св.	подводящих	подводных
134	1 сн.	вулканогенных пород,	изменений вулканогенных пород,
144	15 сн.	Г. С. Дзодзенидзе	Г. С. Дзоценидзе
[168]	4 сн.	№ 447	№ 88

А. П. Лебедев, Э. Г. Малхасян. Юрский вулканизм Армении