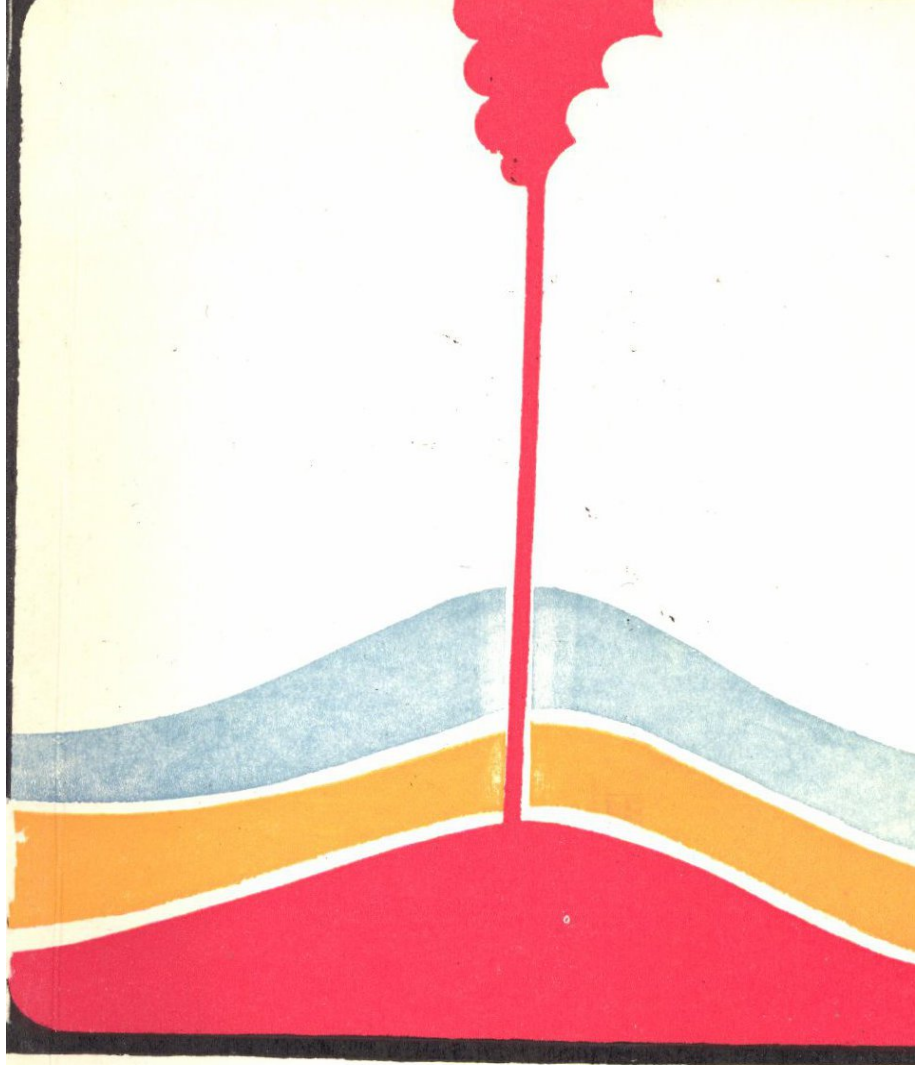




ЭГ. МАЛХАСЯН

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
РАЗВИТИЕ И
ВУЛКАНИЗМ АРМЕНИИ
В ЮРСКИЙ ПЕРИОД**



Э.Г. МАЛХАСЯН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
РАЗВИТИЕ И
ВУЛКАНИЗМ АРМЕНИИ
В ЮРСКИЙ ПЕРИОД



ՀԱՅԿԱԿԱՆ ՍՍՀ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԱԿԱԴԵՄԻԱ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԳԻՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԻ ԻՆՍՏԻՏՈՒՏ

Է. Գ. ՄԱԼԽԱՍՅԱՆ

ՀԱՅԱՍՏԱՆԻ
ԵՐԿՐԱԲԱՆԱԿԱՆ ԶԱՐԳԱՑՈՒՄԸ
ԵՎ ՀՐԱԲԽԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆԸ
ՅՈՒՐԱՅԻ ԺԱՄԱՆԱԿԱՇՐՋԱՆՈՒՄ

АКАДЕМИЯ НАУК АРМЯНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

552 + 551.21

Э. Г. МАЛХАСЯН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
РАЗВИТИЕ И ВУЛКАНИЗМ
АРМЕНИИ
В ЮРСКИЙ ПЕРИОД

ИЗДАТЕЛЬСТВО АН АРМЯНСКОЙ ССР
ЕРЕВАН



1246

ВВЕДЕНИЕ

Юрские вулканические образования имеют широкое распространение на территории северо-восточной части Малого Кавказа. В геолого-структурном отношении юрские вулканические, а также вулканогенно-осадочные и осадочные образования приурочены к крупной Сомхето-Карабахской геоантисклиналильной зоне, охватывающей значительную территорию северной, северо-восточной и юго-восточной областей Армянской ССР и сопредельных с нею районов Азербайджанской и Грузинской ССР.

В истории геологического развития Малого Кавказа юрский период был ознаменован крупными перестройками тектонической структуры региона и бурным проявлением вулканизма, приведшим к образованию сложных комплексов эффузивных, пирокластических, субвулканических и интрузивных пород. Роль юрского вулканизма значительна еще и тем, что с вулканогенными образованиями этого периода пространственно и, отчасти, генетически связан ряд рудных (в частности, колчеданных) месторождений Армении, некоторые из которых имеют большое практическое значение.

До 1955 г. юрские вулканогенные образования Армении не были предметом специального изучения. Их стратиграфией в различные годы занимались Г. Абих, К. Редлих, П. Бонне, В. Ф. Пчелинцев, К. Н. Паффенгольц, А. Т. Асланян, В. Т. Акопян, Н. Р. Азарян и др. и она разработана сравнительно подробно. Однако в противоположность этому петрографическое изучение продуктов юрского вулканизма велось слабее и в основном объектом исследований явились районы нахождения медных и полиметаллических месторождений северной и южной Армении—Алаверды, Шамлуг, Ахтала, Кафан. 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 этим районам; однако и эти работы по своему характеру не претендовали на специальные исследования

вулканологического значения. Другие же обширные территории развития юрского вулканизма—Шамшадинский, Иджеванский, Красносельский, Кафанский и другие районы оставались вне сферы исследования.

Имея в виду большое как научное, так и практическое значение изучения палеовулканизма республики с 1955 г., Институт геологических наук АН Армянской ССР утвердил и разработал тему «Юрский вулканизм Армении». Кроме того, по заданию правительственных органов республики автор принимал участие в изучении геологического строения главных колчеданных месторождений Армении с целью выяснения их перспективы и расширения сырьевой базы.

В настоящей работе приводится часть результатов 15-летней изученности юрского вулканизма Армении. В работе характеризуются основные этапы геологического развития Армении в юрский период. Впервые для описываемых образований приводятся геохимические и петрологические их особенности. Дается характер метаморфических процессов и связи оруденения с магматизмом, а также положение Армении в истории развития юрских геосинклиналей альпийского пояса.

Многие вопросы, как геолого-петрографическое описание вулканических пород или изучение пород жильной фации, в настоящей монографии не рассматриваются, так как они достаточно подробно освещены в четвертом томе «Геологии Армянской ССР»—«Эффузивные формации Армении» (1970) и в ряде других опубликованных работ автора.

При подготовке настоящей работы автор пользовался ценными указаниями и замечаниями академика АН Армянской ССР К. Н. Паффенгольца, докторов геолого-минералогических наук В. Н. Котляра и Е. Е. Милановского, которым, пользуясь случаем, выражает самую глубокую и искреннюю признательность. С благодарностью автор вспоминает также ценные советы покойного доктора геолого-минералогических наук А. П. Лебедева, с которым связывали общие взгляды на некоторые вопросы юрского вулканизма Кавказа.

ГЛАВА I

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮРСКОГО ВУЛКАНИЗМА АРМЕНИИ

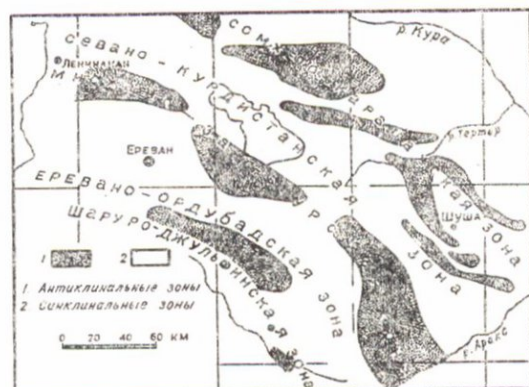
Геологическому положению Малого Кавказа в альпийско-средиземноморском поясе и его геотектоническому районированию посвящено много работ В. П. Ренгартена (1941), К. Н. Паффенгольца (1946, 1959), Л. Н. Леонтьева (1949), В. Е. Хаина (1949), Л. А. Варданянца (1955), Е. Е. Милановского (1956 и др.), А. Т. Асланяна (1958), Р. Н. Абдуллаева (1958), А. А. Габриеляна (1959 и др.), Е. Е. Милановского и В. Е. Хаина (1963) и др. В настоящей главе мы не будем анализировать каждую из этих работ, тем более, что за некоторыми исключениями в них выделяются, хотя и под разными названиями, одни и те же главнейшие тектонические элементы.

Согласно общепринятой схеме, мегантиклинорий Малого Кавказа представляет собою сложно построенную тектоническую область раннеальпийской (мезозойской) и третичной складчатости, наложенную на байкальские, каледонские (?) и герцинские структуры, в значительной степени определившие складчато-глыбовый характер его строения. Внутри Малого Кавказа выделяется ряд крупных антиклинальных зон (антиклинорий), разделенных синклинальными зонами (синклинориями), формирование которых протекало по-разному.

В геологическом строении Малого Кавказа основную роль играет сложный комплекс мезо-кайнозойских осадочно-вулканогенных образований, которым подчинены терригенно-карбонатные отложения. Мезо-кайнозойские толщи прорываются разновозрастными и разнообразными по составу интрузивными образованиями. Незначительным развитием пользуются палеозойские и триасовые осадочные толщи, выступающие в ядрах некоторых антиклинальных структур.

На Малом Кавказе К. Н. Паффенгольцем (1948) выделены 6 тектонических зон: Аджаро-Триалетская, Сомхитско-

Ганджинско-Карабахская, Армянская зона, Зона восточного погружения Малого Кавказа, Талышская и Нахичеванская. Большинство исследователей в последние годы в основном придерживаются схемы, предложенной Л. Н. Леонтьевым (1949). По Л. Н. Леонтьеву, в системе Малого Кавказа с севера на юг выделяются следующие тектонические зоны (не считая Аджаро-Триалетской): Сомхето-Карабахская антиклинальная, Севано-Курдистанская синклиналичная, Мисхано-Зангезурская антиклинальная, Ереванско-Ордубадская синклиналичная и Шаруро-Джугьфинская антиклинальная (фиг. 1).



Фиг. 1. Тектоническая зональность Малого Кавказа (по Л. Н. Леонтьеву).

На последнюю в олигоцене-неогене были наложены впадины Среднеараксинского межгорного прогиба. Предложенные позже схемы тектонического районирования Малого Кавказа А. Т. Аслаяна (1958), А. А. Габрисляна (1959), Е. Е. Милановского (1956) являются по существу дальнейшим развитием и видоизменением схемы Л. Н. Леонтьева. Следует отметить, что зоны, выделенные в этой схеме, в свою очередь по своим границам близки к зонам, выделенным К. Н. Паффенгольцем, однако Л. Н. Леонтьев дал им более полные и удобные наименования. Так, Сомхето-Карабахская антиклинальная зона Л. Н. Леонтьева соответствует Сомхитско-Ганджинско-Карабахской пологоскладчатой зоне К. Н. Паффенгольца, Севано-Курдистанская и Ереванско-Ордубадская (частично) синклиналичные зоны и разделяющая их Мисхано-Зангезурская антиклинальная зона вместе соответствуют Складчатой зоне Армении; в последней К. Н. Паффенгольц

КАРТА ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН АРМЕНИИ

ПО РАЗНЫМ АВТОРАМ

км 10 0 10 20 30 км



выделяет по существу те же зоны, именуя их интрагеосинклиналями и интрагеоантиклиналями, но не давая им специальных названий. Отдельные участки Ереванско-Ордубадской синклинальной и Шаруро-Джувльфинской антиклинальных зон Л. Н. Леонтьева соответствуют Нахичеванской складчатой зоне К. Н. Паффенгольца.

Территория Малого Кавказа подверглась районированию также по результатам геофизических исследований. Э. Б. Аджимамудов (1957) указанную территорию подразделяет на три зоны: а) зону центрального минимума, б) зону северо-восточного максимума и в) зону юго-западного максимума, которая охватывает Араратскую котловину и прилегающие районы. Эти зоны в основном совпадают с тектоническими зонами, выделенными предшествующими исследователями (фиг. 2).

Юрские вулканогенные образования в основном развиты в Сомхето-Карабахской геотектонической зоне, представляющей собой крупный антиклинорий первого порядка, который протягивается вдоль северных и северо-восточных склонов Малого Кавказа и ограничивается Куринским межгорным прогибом на северо-востоке и Севано-Акеринским (Севано-Курдистанским) синклинорием на юго-западе.

Сомхето-Карабахская тектоническая зона протягивается в северо-западном направлении более чем на 300 км при ширине от 40 до 60 км.

Для этой зоны очень характерны пологие и брахискладчатые формы структур, крылья которых часто имеют флексу-рообразный характер и нередко разбиты тектоническими нарушениями.

При уточнении юго-западной границы Сомхето-Карабахской зоны на ее среднем участке весьма важны новые данные по геологии Севанского хребта. Возраст мощной вулканогенно-осадочной свиты, слагающей водораздельную часть Севанского хребта и относившейся раньше к юре, согласно новым фаунистическим данным Е. Е. Милановского (1956), Р. Н. Абдуллаева (1956) и А. А. Gabrielyana (1957), устанавливается как эоценовый. Кроме того, по данным Л. Н. Леонтьева (1949), а позже и А. А. Gabrielyana (1957), не подтверждается также наличие регионального надвига, проходящего вдоль р. Гетик и разделяющего Севанскую и Сомхето-Карабахскую зоны. В бассейне р. Гетик Э. Г. Малхасяном были изучены биотитовые трахиты, также ранее относившиеся к юрскому возрасту; по радиологическим определениям возраст этих образований датируется как 41 ± 2 млн. лет, что соответствует эоцену. Полученные данные позволя-

ют северо-восточную границу Сомхето-Карабахской зоны протягивать не через бассейн р. Гетик и юго-западный склон Севанского хребта, а через хребет Мургуз и северо-восточный склон Севанского хребта.

Одной из характерных особенностей тектонического плана Сомхето-Карабахской зоны является кулисообразное расположение основных структурных единиц, впервые отмеченное В. В. Белоусовым и М. В. Гзовским, а позже прослеженное Л. Н. Леонтьевым (1949) и В. Е. Хаиным (1949) на всей территории Малого Кавказа. Благодаря кулисообразному расположению основных структурных единиц одно поднятие отделяется от кулисообразно подставляющих его соседних поднятий диагональными синклинальными прогибами. Оси частных поднятий и прогибов ориентируются не параллельно оси всей Сомхето-Карабахской зоны в целом (и ее границам), а располагаются под острым углом к ее простираанию. Основными частными структурными элементами Сомхето-Карабахской антиклинальной зоны в пределах Армянской ССР являются (с северо-запада на юго-восток): Лалварский синклинальный прогиб, Алавердский антиклинорий, Иджеванский синклинорий и Шамшадинский (Шамхорский) антиклинорий. Далее к юго-востоку на территории Азербайджана располагаются Дашкесанский синклинорий, Мровдагский антиклинорий, Агджакендский (Тоурогачайский) синклинорий, Агданский антиклинорий, Мартунинский синклинорий, Карабахский и Лачинский антиклинории.

Несколько неопределенным и вызывающим разногласия у исследователей является положение, занимаемое в тектонической структуре Малого Кавказа Кафанским антиклинорием. К. Н. Паффенгольц (1959) относит его к зоне погружения Армянской складчатой области. Л. Н. Леонтьев (1949) и В. Е. Хаин (1949) включали его в состав Мисхано-Зангезурской антиклинальной зоны; Л. А. Варданянц (1955) — в выделяемую им Абхазско-Карабахскую систему, по диагонали пересекающую Б. и М. Кавказ. А. Т. Асланян (1958), учитывая особенности строения и тектонического положения Кафанского антиклинория, считает целесообразным выделить его в самостоятельную Кафанскую зону в составе Севанского пояса. Е. Е. Милановский (1956), А. А. Габриелян (1959), И. Г. Магакьян и С. С. Мкртчян (1960) объединяют Кафанский антиклинорий с Сомхето-Карабахской зоной, учитывая большое сходство истории их развития, в частности — наличие в пределах описываемых территорий юрских вулканогенных образований, неокомских интрузий и тождественность металлогении. Э. Ш. Шихалибейли (1964)

возражает против таких построений, считая, что в основу районирования должны лечь не сходные моменты тектонического развития, а структурные критерии. Он объединяет Кафанский антиклинорий с Мисханской зоной и всю эту зону называет Мисхано-Кафанской, т. е. возвращается, по существу, к схемам В. Е. Хаина и Л. Н. Леонтьева 1949 г. При этом он считает, что под мезозоем Кафанского антиклинория должен располагаться докембрийский массив, наподобие Мисханского массива на севере, и что Лачинский разлом глубокого заложения, который, по Э. Ш. Сихалибейли, отделяет Сомхето-Карабахскую зону от Мисхано-Кафанской, продолжается на север и через сс. Башлыбель, Басаргечар и гор. Севан соединяется на северо-западе с Анкаванским разломом. Трудно согласиться с последней схемой районирования Малого Кавказа, ибо она не учитывает исторических моментов развития региона и палеотектонику.

Таким образом, в вопросе определения границ Сомхето-Карабахской зоны наиболее острый спор среди исследователей вызывает объединение в единую структурно-металлогеническую зону Кафанского—с одной стороны, и Алавердского и Шамшадинского рудных районов—с другой. Но даже противники принадлежности указанных рудных районов к единой зоне (Паффенгольц, 1946; Асланян, 1958) не отрицают большого сходства между указанными районами, выражающегося в фациях и формациях юрских отложений, мезозойском магматизме, а также в характере и разновозрастности рудообразования. Поскольку нас в этой работе интересует прежде всего юрский этап тектонического развития, мы, учитывая это сходство, объединяем Кафанский рудный район с Алаверди-Шамшадинским в одну зону.

Следует отметить, что среди указанных структур наиболее интенсивно в юрский период вулканизм проявился в пределах Алавердского, Шамшадинского и Кафанского антиклинориев, переживавших в это время режим погружения. Из перечисленных структур Алавердский антиклинорий представляет крупное асимметричное брахиантиклинальное поднятие, южное крутое крыло которого погружено под третичные образования Севано-Акеринской зоны, а северное, более пологое—под кайнозойские отложения Куринской депрессии. На северо-восточном фланге они прорваны Шнох-Кохбской гранитоидной интрузией. Шамшадинский антиклинорий занимает часть площади междуречья Дебед и Агстев, крылья его тоже пологие.

Кафанский район развития юрского вулканизма в южной Армении представляет собою брахиантиклинальное поднятие

со сравнительно пологими овальными складками. Участок Кафанского рудного поля представляет собою типичную брахиантиклиналь.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СОМХЕТО-КАРАБАХСКОЙ ЗОНЫ

В истории юрского вулканизма Армении выделяются два этапа развития вулканической деятельности: нижне(?)-среднеюрский и средне-верхнеюрский. Если в течение нижнеюрского и среднеюрского времени излияние лав в основном носило трещинный характер, то в верхнеюрское время спокойное излияние сменяется бурной взрывной вулканической деятельностью, образовавшей колоссальное количество туфобрекчий на огромных территориях Малого Кавказа. Во все этапы излияния лав происходили как в наземных, так и в подводных условиях и сопровождалась образованием вулканогенно-осадочных пород. Наличие прослоев конгломератов и туфоконгломератов свидетельствует о протекавших здесь колебательных движениях, в частности о поднятиях, образовавшихся тотчас за извержением лав. Конец верхнеюрской эпохи на описываемой территории Армении характеризуется господством морских условий, что выражается почти повсеместным развитием мощных карбонатных толщ в пределах Сомхето-Карабахской зоны.

В геологическом строении Сомхето-Карабахской геотектонической зоны принимают участие преимущественно вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования мезозойского возраста, которые в разных местах рвутся интрузивными образованиями того же возраста. Подчиненное значение в геологическом строении зоны имеют палеогеновые и еще меньшее—палеозойские образования.

В связи с большой фациальной изменчивостью юрских вулканогенных образований и их широким развитием в разрезе описываемой зоны стратиграфическое расчленение вулканогенной толщи вызывает довольно большие затруднения.

По возрасту наиболее древними образованиями Сомхето-Карабахской тектонической зоны считаются метаморфические сланцы Мургузского хребта.

Генезис и возраст этих сланцев являются одним из кардинальных вопросов геологии Малого Кавказа и Армении в частности. В зависимости от генезиса указанных образований соответственно решается также вопрос о возрасте древнего кристаллического субстрата центральной части Малого Кавказа.

До последнего времени мнения исследователей по этим

вопросам расходятся. Одни исследователи—Н. А. Морозов (1913), С. В. Константинов (1918), К. Н. Паффенгольц (1948), П. П. Цамерян и С. И. Аванесян (1949) считают их метаморфическими образованиями, по составу отвечающими кварцево-хлорито-слюдистым сланцам и по возрасту относящимися к нижнему (?) палеозою, принимая их как аналоги соответствующих сланцев кембрийско-докембрийских массивов других областей Кавказа. Другие—И. Н. Ситковский (1936, рук.) и А. Т. Асланян (1947) происхождение сланцев приписывают процессам динамо- и термометаморфизма среднеюрских (байосских) глинистых осадков. Однако в вопросе источника тепла и метаморфизирующих процессов взгляды И. Н. Ситковского и А. Т. Асланяна расходятся. И. Н. Ситковский процесс метаморфизации сланцев приписывает активной роли интрузирующей магмы, а А. Т. Асланян образование сланцев рассматривает как яркий пример энергичного метаморфизма, обусловленного исключительно складкообразовательными процессами.

Исследования, проведенные нами (Малхасян, 1965), а также результаты радиологических исследований показывают следующее.

Описываемые метаморфические сланцы обнажаются в виде отдельных окон из-под юрской вулканогенной толщи, представленной плагиоклазовыми порфиритами и фациально их сменяющими аспидными (филлитовидными) сланцами. Налегание юрской вулканогенной толщи на метаморфические сланцы трансгрессивное, с большим угловым несогласием и базальным конгломератом (5—7 м) в основании. Последний включает в себя нижележащие породы, в том числе и кварцевые образования (линзы), присущие метаморфическим сланцам (см. фиг. 3).

Макроскопически метаморфические сланцы представляют плотные, рассланцованные породы сероватого и серо-зеленоватого цвета с мягкой оталькованной или графитизированной поверхностью и шелковистым отливом. Под микроскопом сланцы состоят из кварца, серицита, мусковита, хлорита и редко графита. Структура породы лепидобластовая, реже порфиروبластовая. С точки зрения выяснения генезиса описываемых сланцев очень интересен тот факт, что сланцы нередко содержат кварцевые линзы (величиной до 30 см) и прослойки, обычно расположенные по сланцеватости.

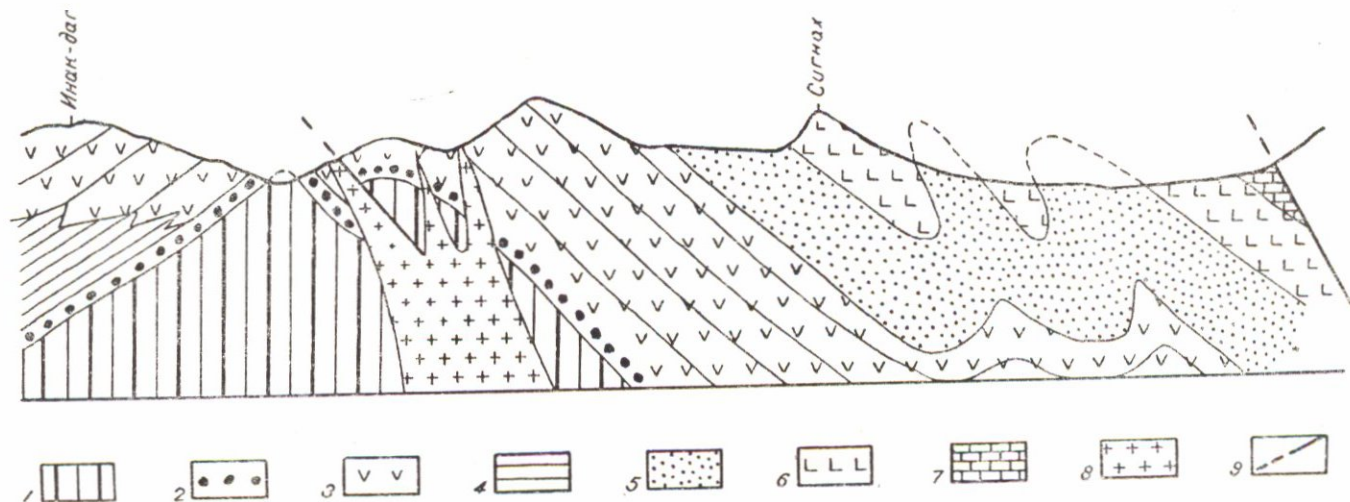
А. Т. Асланян (1947) предполагает, что подобные кварцевые образования возникли путем растворения и перекристаллизации аморфного диспергированного кремнезема глинистых осадков. Наши наблюдения (Малхасян, 1965)

подтверждают мнения К. Н. Паффенгольца и А. Т. Асланяна, что метаморфические сланцы не могут быть результатом активной роли воздействия интрузивных образований на вмещающие породы, как это допускал И. Н. Ситковский. Достаточно указать, что во всей описываемой области нигде не констатированы интрузивные образования досреднеюрского возраста, могущие обусловить глубокие метаморфические процессы.

С другой стороны, очень трудно представить возникновение метаморфических сланцев с крупными кварцевыми линзами из глинистых осадков, особенно если допустить, что образование кварцевых линз происходило путем перерождения аморфного кремнезема, находящегося в глинах. Если даже предположить возможность перерождения аморфного кремнезема в кварц, то последний должен был распределяться в общей массе—сланцах равномерно.

Таким образом, исходным материалом метаморфических сланцев следует, по-видимому, считать осадочные образования типа песчаников с небольшими пропластками глин. Наличие крупных кварцевых линз, расположенных друг от друга на расстоянии около 30 м, дает основание предполагать существование еще до метаморфизма жилообразных тел кварцевого состава.

Между аспидными (филлитовидными) сланцами и описываемыми метаморфическими сланцами имеется определенное различие и по первоначальному составу исходного материала, и по времени образования. Достаточно указать, что между этими двумя породами существует 5—7-метровый слой базальных конгломератов и что в них помимо галек пород метаморфических сланцев содержатся гальки кварца, происходящего из кварцевых образований—линз, заключенных в метаморфических сланцах. Указанное обстоятельство, а также результаты радиологических исследований метаморфических сланцев, полученные в лаборатории абсолютного возраста Института геологических наук АН Армянской ССР и указывающие возраст 235 млн. лет, позволяют считать Мургузские метаморфические сланцы, по крайней мере, не моложе конца пермского периода или границы перми и триаса. Если допустить позднепермский возраст Мургузских сланцев, то такой вывод находился бы в полном противоречии с данными о перми южной Армении: там пермь представлена нормальными морскими карбонатными осадками, прекрасно фаунистически охарактеризованными. На Большом Кавказе пермь также выражена в нормальных осадочных фациях. Возможно поэтому, что полученные цифры указывают лишь



Фиг. 3. Схематический (меридиональный) геологический разрез верховья р. Ахум (по К. П. Паффенгольцу).

1. Метаморфические сланцы палеозоя, 2. базальные конгломераты нижнего лейаса, 3. вулканогенно-осадочная толща нижнего лейаса, 4. аспидные сланцы лейаса, 5. кварцевые плагнопорфиры верхнего лейаса—нижнего байоса, 6. вулканогенно-осадочная толща доггера, 7. известняки нижнего мела (апт ?), 8. гранитоиды, 9. тектонические нарушения.

на время последнего проявления метаморфизма, а формирование самой свиты происходило гораздо раньше. Приведенный абсолютный возраст метаморфизма мургузских сланцев согласуется с цифрами, полученными для метаморфических сланцев бассейна р. Асрик, имеющих по радиологическим данным возраст 224 ± 2 млн. лет и считающихся всеми геологами аналогичными по возрасту с мургузскими.

Приведенные данные позволяют сделать два важных вывода.

1. Наличие древнего субстрата в центральной части Малого Кавказа подтверждается, однако он по своему возрасту не обязательно должен соответствовать кембрию-докембрию, а может быть несколько моложе. Не подтверждаются взгляды (М. В. Гзовский), согласно которым *мощность юрских вулканогенных образований* в Сомхето-Карабахской мезозойской интрагеосинклинали достигает 10 км.

2. Метаморфические сланцы образуются в результате процессов регионального метаморфизма. Допущению контактного метаморфизма, вызванного внедрением гранитоидных интрузивов, противоречат, с одной стороны, отсутствие в этой области гранитоидных массивов до среднеюрского возраста, с другой—совершенное отсутствие сколько-нибудь заметных признаков контактного метаморфизма в описанных метаморфических сланцах (отсутствуют такие характерные минералы, как андалузит, силлиманит, дистен, кордиерит и др.).

На описываемом метаморфическом субстрате, залегающем сравнительно неглубоко в Сомхето-Карабахской складчатой зоне, отлагались осадки юры и частично мела.

В истории юрского вулканизма Армении в возрастном отношении выделяются три эпохи развития вулканической деятельности: нижнеюрский (?), среднеюрский и верхнеюрский (фиг. 4).

Нижнеюрские (?) вулканогенные образования. Разрез юрских образований в пределах Армянской ССР начинается средним лейасом, отложения которого трансгрессивно налегают на метаморфические сланцы палеозоя и выражены терригенной фацией. До последних лет довольно спорным среди исследователей остается вопрос о наличии вулканогенной нижней юры на Малом Кавказе и Армении в частности. Вулканогенная толща (толща зеленокаменных пород), имеющая широкое распространение на Малом Кавказе и относящаяся большинством исследователей к нижней юре, в настоящее время некоторыми исследователями (Н. Р. Азарян, В. Т. Акопян, Т. А. Гасанов) относится к низам средней юры. На всем

Малом Кавказе не установлена нижняя граница описываемой вулканогенной толщи зеленокаменных пород, кроме того они сами нигде ни фаунистически, ни флористически точно не датированы*.

Отдел	Ярус		Характеристика пород
Верхняя юра	Оксфорд-Титон		Известняки, доломиты
			Тuff
	Юнкер-Келловей		Порфиры с линзами и пропластками диоритов, туфогенных пород и известняков
			Порфиры и туфобрекчи с пропластками туфогенных пород
			Туфопесчаники
Средняя юра	Бат		Туфобрекчи
			Порфиры и туфопесчаники с линзами известняков
	Байос		Кварцевые плагиопорфиры, кератофиры, порфиры с пропластками туфогенных пород
Нижняя юра	Лейас(?)		Туфопесчаники
			Туфобрекчи и туфоконгломераты толщи зеленокаменных пород
			Диориты и порфиры толщи зеленокаменных пород, иногда (Алавердский р-н) с линзовидными телами кварцевых плагиопорфиров

Фиг. 4. Сводная стратиграфическая схема юрских вулканогенно-осадочных образований Армянской ССР (1 мм=50 м).

Породы, относимые к нижнеюрской вулканогенной толще, занимают сравнительно ограниченные площади и отме-

* Н. М. Чернышовым и Г. В. Шрамковой (1963) в переслаивающихся с эффузивами осадочных слоях этой вулканогенной толщи отмечены споры и пыльца среднепалеозойского (девонского) возраста, однако, по мнению авторов, обнаруженный комплекс спор является переотложенным, принесенным из областей развития палеозойских отложений соседних областей Армении и южной Грузии.

чаются в Алавердском, Шамшадинском и Кафанском антиклинориях. Образования эти представлены, в основном, темно-серыми и зелеными плагноклазовыми и реже пироксеновыми порфиритами, которые интенсивно насыщены эпидотом, что создает видимость брекчий и является одним из характерных признаков пород этого комплекса. Породы этой толщи настолько интенсивно уралитизированы, хлоритизированы и эпидотизированы, что это позволяет их относить к образованиям типа зеленокаменных пород. Вулканогенные породы местами переслаиваются осадочными образованиями, представленными туфопесчаниками.

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

Показателем определенного геологического перерыва между нижне- и среднеюрскими вулканогенными образованиями является также петрохимическое различие между породами зеленокаменной толщи и вышележащими эффузивами. Если для первых характерны изменения, позволяющие относить их к типичным зеленокаменным породам, то для вышележащих пород эти процессы не характерны. Кроме того, между периодом формирования пород зеленокаменной толщи и вышележащих порфиритов в ряде районов Армении был значительный перерыв, соответствующий перерыву между отделами, что дает основание вулканогенные образования нижней толщи относить к концу ранней юры (лейаса) и, возможно, аалену (Малхасян, Лейе, 1961).

Отнесение толщи зеленокаменных пород к нижней юре обосновывается также результатами радиологических определений пород толщи, дающих 175 млн. лет и, наконец, сопоставлением пород толщи с аналогичными образованиями Турции и Ирана, где их возраст точно датирован как нижняя юра (Бринкман, 1968).

Касаясь вопроса границы между нижней и средней юрой, мы считаем, что таковая должна быть проведена по нижней осадочной серии, впервые установленной (Малхасян, Лейе, 1961) в Кафанском рудном районе; при этом осадочная серия, трансгрессивно перекрывающая нижележащие порфириты и имеющая в основании базальные конгломераты, должна быть отнесена к средней юре (байос). Приведенные факты свидетельствуют о том, что в конце лейаса (?) намечается некоторое затухание вулканической деятельности в пределах описываемой области, ушедшей под уровень моря, где происхо-

дит накопление нормальноморских осадков с небольшой примесью туфогенного материала, что указывает на резкую смену условий накопления осадков.

Среднеюрские вулканогенные образования как в площадном, так и в объемном отношении пользуются значительно большим распространением, нежели нижнеюрские (?).

После небольшого перерыва, намечающегося на границе нижней (?) и в начале средней юры, вулканическая деятельность возобновляется с новой силой и продолжается все среднеюрское время. Результатом этой деятельности является последовательное образование мощных толщ плагиоклазовых, кварц-плагиоклазовых и кварцевых порфиров, являющихся, по-видимому, продуктом недалеко зашедшей дифференциации магмы от средне-основной к средней.

Наиболее полно фаунистически охарактеризованы вулканогенные образования среднего и верхнего байоса и бата, среди которых более широким развитием пользуются байосские образования. Последние представлены разными порфиритами и их пирокластами с прослоями нормальноосадочных морских отложений с фауной. Батские отложения имеют более ограниченное распространение и представлены в основном песчаниками и туфопесчаниками с подчиненным количеством вулканогенных пород.

Среди ниже-среднебайосских вулканогенных образований Армении наиболее древними являются темно-серые, иногда фиолетово-серые плагиоклазовые порфириты в верховьях р. Ахум. Мощность указанных порфиров в южной части г. Гей-сар составляет 500 м. В верховьях р. Ахум описываемые порфириты налегают на палеозойские метаморфические сланцы, между которыми обнажается 5—7-метровый слой базальных конгломератов. Помимо геологических данных (Асланян, 1949₂), подтверждающих возраст указанных порфиров, получены также результаты определения абсолютного возраста пород методом сравнительной дисперсии двупреломления по плагиоклазу (З. О. Чибухчян), позволяющие датировать их как низы среднего байоса ($164,5 \pm 1,5$ млн. лет).

К среднеюрскому времени относится также формирование эффузивных и субвулканических кварцевых плагиопорфиров Армении (Алавердский, Иджеванский, Шамшадинский, Кафанский районы).

На байосские вулканогенные породы трансгрессивно, но с незначительным угловым несогласием налегает толща кварцевых плагиопорфиров (до недавнего времени известных в литературе под названием кварцевые порфиры), относимая

большинством исследователей к байосу. К. Н. Паффенгольц (1946) впервые обратил внимание на описываемую толщу как региональное геологическое образование юрского вулканизма Малого Кавказа, считая, что мощный покров этих пород служит маркирующим горизонтом при стратиграфическом расчленении юрских эффузивных образований Малого Кавказа. Этот стратифицированный горизонт «строго маркирующего» значения отделяет так называемую «нижнюю» вулканогенную толщу юры от «верхней». В настоящее время большинство исследователей (Н. Р. Азарян, В. Т. Акопян, А. Т. Асланян, Э. Г. Малхасян и др.) указанную толщу на основании как палеонтологических, так и стратиграфических данных относят к верхнему байосу, оставляя за ней маркирующее значение.

Среднеюрский вулканизм завершается мощными излияниями кварцевых порфиров, весьма характерных для верхнего байоса Сомхето-Карабахской зоны.

К концу верхнего байоса вулканическая деятельность заметно затухает—излияния лав сменяются выбросами лапиллиево-туфового материала, усиливается седиментация терригенного материала, местами накапливаются известняки—происходит образование верхнебайос-батской(?) сложной туфогенно-осадочной толщи.

В течение всей средней юры в Армении (особенно в южной ее части) господствовали подводные условия при наличии мелких вулканических островов. О подводных условиях накопления свидетельствуют не только повсеместные отмечаемые маломощные пропластки туфоосадочных пород, но также мандельштейновые текстуры самих вулканогенных пород и их шаровые (подушечные) формы отдельности.

Верхнеюрские вулканогенные образования пользуются наиболее широким распространением среди вулканогенных продуктов юрского периода Армении (Алавердский, Иджеванский, Кафанский районы) и представлены преимущественно пирокластическими и туфогенно-осадочными отложениями. Верхняя юра представлена всеми ее ярусами.

Начало верхнеюрской эпохи характеризуется относительным затишьем вулканической деятельности. Почти всюду келловейские образования трансгрессивно налегают на вулканогенные породы средней юры, они главным образом представлены вулканогенно-осадочными образованиями с линзами и sillами вулканогенных пород. После относительно короткого перерыва в оксфорде вулканическая деятельность возобновляется с новой силой и носит уже резко выраженный взрывной характер. Относительно маломощные и редкие потоки лав плагиоклазовых и диабазовых порфиров, а также

витроандезитов подчинены мощной толще туфоконгломератов и туфобрекчий, сцементированных сильно известковистыми слоистыми туфопесчаниками.

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

Таким образом, в общем магматическом цикле юрского периода наблюдается эволюция магмы от среднеосновного состава к кислому; она начинается излиянием эпидотизированных плагиоклаз-авгитовых порфиров и завершается внедрением альбитофиров.

По составу юрские вулканогенные образования разных районов Армении обнаруживают значительное сходство. При сопоставлении этих разрезов, как мы увидим из последующих разделов работы, отмечается совпадение начала и конца вулканических явлений.

ИНТРУЗИВНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ И ЕЕ СВЯЗЬ С ЮРСКИМ ВУЛКАНИЗМОМ

До последнего времени на Малом Кавказе кроме Атабек-Славянского гранитоидного интрузивного массива (Азербайджан) другие юрские интрузии не были известны. Причиной служило отсутствие прямых геологических данных по определению возраста этих массивов. Интрузивные выходы сравнивались с другими аналогичными массивами соседних областей, и в основном с неинтрузиями Большого Кавказа, и относились к третичному возрасту. В настоящее время в Армении установлен ряд интрузивных массивов юрского времени, являющихся результатом закономерного тектонического развития региона. По времени формирования юрские интрузивы в основном попадают в «вилку» между двумя вулканическими циклами, т. е. в тот период геосинклинального развития, когда Сомхето-Карабахская зона в конце верхнего байоса и в начале бата испытывала воздымание. Обычно эти интрузии представлены достигающими нескольких десятков квадратных километров площади гранитоидными массивами, сформировавшимися в гипабиссальных условиях; в основном они характеризуются особенностями, свойственными гранитоидным интрузивам формации малых глубин (по В. С. Коптеву-Дворникову).

В Армении наиболее значительными по площади юрскими интрузивами являются Ахпатский массив в Алавердском антиклинории и Шамшадинская группа интрузивов в одноименном антиклинории.

Интересно отметить, что как по петрохимическим особен-

ностям, так и по ассоциациям акцессорных минералов интрузивные породы гранитоидного состава и кварцевые плагиопорфиры Армении характеризуются многими общими чертами и принадлежат к единой петрохимической ассоциации с ярко выраженным известково-щелочным составом, для которых характерны резко повышенное содержание натрия над калием и перенасыщенность глиноземом.

Детальное петрографическое описание Ахпатского, Тавушского и Хндзорутского юрских гранитоидных массивов Сомхето-Карабахской зоны приводится в работах С. И. Баласаяна, Г. А. Казаряна, Р. Л. Мелконяна и З. О. Чибухчяна.

Ахпатский гранитоидный массив, залегающий в толще зеленокаменных пород ядра Дебедской антиклинальной структуры, в основном сложен плагиогранитами, которые занимают более 80% его площади и в периферийных частях переходят в кварцевые диориты, трондьемиты и реже диориты. Верхняя возрастная граница геологически не установлена. Абсолютный возраст массива по калий-аргоновому методу 149 ± 5 млн. лет. Согласно данным З. О. Чибухчяна, возраст Ахпатского интрузива, определенный методом сравнительной дисперсии двупреломления, 150 ± 5 млн. лет, что соответствует среднеюрскому возрасту.

По данным Г. А. Казаряна (1966), формирование интрузива происходило при одноактном внедрении магматического расплава.

В Шамшадинскую группу интрузивов входят небольшие по площади массивы—Тавушский и Хндзорутский, которые прорывают вулканогенную толщу средней юры. Возраст указанных массивов долгое время был неясным, вследствие отсутствия фаунистически охарактеризованных перекрывающих отложений. Возраст аналогичного по составу Атабек-Славянского гранитоидного массива К. Н. Паффенгольцем (1946), а позже Г. И. Керимовым и Р. Н. Абдуллаевым (1964) определялся как юрский. Возраст Шамшадинской группы интрузивов в последние годы А. Т. Асланяном, Г. П. Багдасаряном, С. И. Баласаяном, Г. А. Казаряном, Э. Г. Малхасяном и З. О. Чибухчяном по геологическим и радиологическим данным определяется как среднеюрский.

Абсолютный возраст интрузивных пород Тавушского и Хндзорутского массивов по методу сравнительной дисперсии двупреломления минералов (Казарян, Чибухчян, 1966) в среднем по 11 определениям составляет 154 ± 5 млн. лет (варьирующий в пределах от 149,5 до 159 млн. лет), иными словами, формирование этих интрузивов происходило в верх-

небайос-предбатское время. Г. А. Казарян и З. О. Чибухчян предполагают, что зарождение единого магматического очага кварцевых плагиопорфиров и плагиогранитов, имеющих генетическую общность, имело место в байосское время (163 млн. лет), а продолжительность формирования плагиогранитного интрузивного комплекса составляет 7—8 млн лет. Небольшая во времени геологическая разобщенность байосских кварцевых плагиопорфиров Шамшадинского антиклинория и следовавших за ними крупных плагиогранитовых интрузивов указывает на совпадение внедрения интрузивов со складкообразованием предбатского времени.

Формирование Тавушского и Хндзорутского массивов в отличие от Ахпатского массива происходило многоактно, в ранний этап внедрились плагиограниты, занимающие более 70% площади интрузивных массивов, которые в эндоконтактных частях переходят в кварцевые диориты, диориты и габбро-диориты. С другой стороны, во внутренних частях плагиограниты постепенно переходят в граниты, адамеллиты и гранодиориты. На втором этапе формирования внедрились розовые граниты и плагиогранит-порфиры. Жильные породы, связанные с внедрением описываемых массивов, главным образом представлены аплитами и плагиогранит-порфирами, а также в меньшей степени—габбро-диабазами и диорит-порфиритами.

В петрографическом отношении все описываемые интрузивы Сомхето-Карабахской зоны—Ахпатский, Тавушский, Хндзорутский, а также Атабек-Славянский в Азербайджане преимущественно сложены из плагиогранитов, которые тождественны также по минералого-петрографическим особенностям. Кроме того, между породами (плагиогранитами) описываемых интрузивных массивов, субвулканическими и эффузивными кварцевыми плагиопорфирами имеется много общего, что указывает на общность магматического очага.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ЮРСКОГО ВУЛКАНИЗМА АРМЯНСКОЙ ЧАСТИ СОМХЕТО-КАРАБАХСКОЙ ЗОНЫ

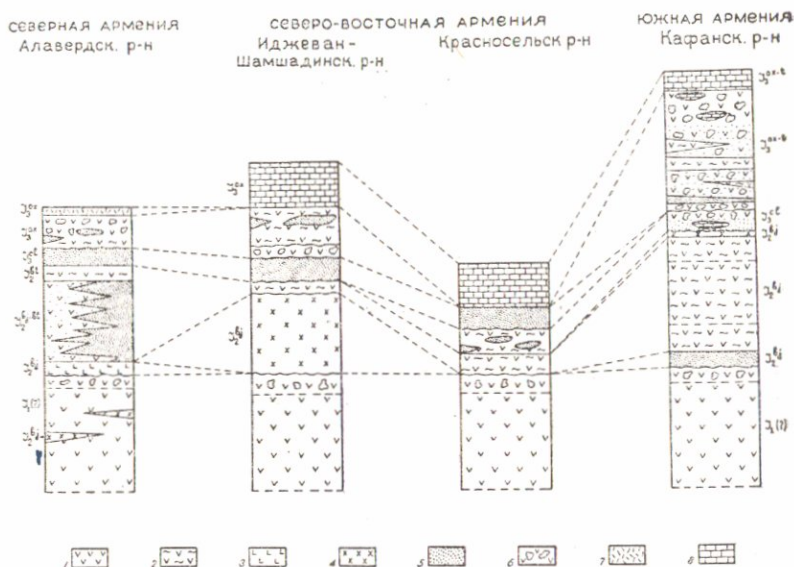
В ранней юре Малый Кавказ вступает в новый—альпийский этап своей геологической истории развития. После субплатформенного режима герцинского времени на Малом Кавказе начинается период геосинклинального погружения, сопровождающегося бурной вулканической деятельностью.

Начало альпийского этапа знаменуется формированием крупного Анкавано-Зангезурского глубинного разлома, разделившего территорию Малого Кавказа на две резко отличные друг от друга части: северо-восточную и юго-западную. Этому глубинному разлому А. А. Габриелян (1956, 1959) и др. придают большое значение, так как в течение всей последующей истории Малого Кавказа в альпийском этапе он разделял два геотектонических блока—Сомхето-Карабахский и Мисхано-Зангезурский, обладавшие резко различными структурными и формационными особенностями.

В первой из указанных областей—в Сомхето-Карабахской зоне происходит трогообразное опускание, и она приобретает характер глубоко прогнутой первичной геосинклинальной зоны с чрезвычайно интенсивным развитием вулканической деятельности (эвгеосинклиналь, по Г. Штилле и М. Кэю). Юрские вулканические образования в пределах армянской части Сомхето-Карабахской зоны выступают в ее наиболее крупных положительных тектонических структурах, таких, как Алавердский, Шамшадинский, Кафанский антиклинории (фиг. 5).

В Алавердском антиклинории вулканическая деятельность активно проявлялась начиная от нижней(?) юры и до верхнемелового периода включительно, однако наиболее мощный вулканизм относится к юрскому времени. Обращает

внимание резкое преобладание вулканогенных пород, которые здесь имеют широкое развитие, занимая около 80% территории, над осадочными, которые к тому же часто содержат примеси туфогенных материалов. Все это говорит о том, что история геологического развития описываемой территории в основном определяется развитием и эволюцией магматической деятельности. В развитии вулканизма района наблюдается определенная цикличность, обусловленная дифференциацией и эволюцией магмы, тесно связанной с тектоническим развитием области.



Фиг. 5. Характерные разрезы юрских вулканогенно-осадочных образований Армянской ССР (1 мм—50 м). 1. Диабазовые и андезитовые порфириды толщи зеленокаменных пород, 2. плагиоклазовые, кварц-плагиоклазовые, кварцевые и редко пироксеновые порфириды, 3. кератофиры, 4. кварцевые плагиопорфиры, 5. туфопесчаники, 6. туфобрекнии, туфоконгломераты и др. пирокластические породы, 7. туфы, 8. известняки (частично мраморизованные) с примесью туфогенного материала.

Контуры современной структуры Алавердского рудного района начали вырисовываться в начале юрского периода и обусловлены поднятием Алавердского антиклинория.

В начале юрского периода были сформированы толщи зеленокаменных пород. Спокойное и медленное излияние лав чередовалось с бурным извержением их пирокластических

аналогов. Излияние лав и отложение пирокластических пород происходило в морских условиях, на это указывает присутствие среди них прослоев туфогенных песчаников и слоистых туфов, с одной стороны, и образование такситовых пород, т. е. псевдобрекчии эпидозитового состава,—с другой.

Формирование вулканогенной толщи сопровождалось медленной эволюцией магматического очага с дифференциацией магмы в сторону более кислых разновидностей. Если первые члены зеленокаменной толщи представлены порфирирами более основного состава, приближающимися к диабазовому ряду, затем сменяющимися породами среднего состава, которые в значительной степени доминируют, то в верхах этой толщи среди пирокластических образований мы имеем обломки и втеки пород более кислого состава, отвечающие дацитовому порфириту. Появление в толще пород более кислого состава, вероятно, обусловлено возникновением дополнительных магматических камер, в которых происходила локальная дифференциация остаточного магматического расплава, давшего небольшие тела кварцевых плагиопорфиров в пределах Ахтальского месторождения и на правом берегу р. Дебед.

Отсутствие определенной закономерности в распределении отдельных разновидностей пород, слагающих толщу зеленокаменных пород, и непостоянство последней позволяет предполагать о деятельности на сравнительно небольшой территории не одного, а нескольких вулканических центров извержений.

Извержение пирокластических пород, формировавших кошабертскую свиту, послужило предвестником временного угасания вулканической деятельности описываемого района. Наступает относительно небольшой перерыв вулканической деятельности, изменяется направленность колебательных движений на участке земной коры, отмечается постепенное воздымание области. Это подтверждается также наличием следов динамометаморфизма в пирокластических образованиях зеленокаменной толщи, свидетельствующих о некоторых складкообразовательных движениях в указанное время.

Завершающим этапом первого вулканического цикла является формирование так называемого «рудоносного горизонта» в пределах Алавердского рудного района.

После короткого перерыва продолжается излияние уже дифференцированной до кислого состава магмы, давшей породы кератофирового состава. Эти породы, вероятно, представляют собой продукты крайних членов дифференциации обособленного, но еще не исчерпавшего себя до конца

того магматического очага, который дал аналогичные образования в составе кошабертской свиты. Излияние кислой лавы сменяется извержением взрывного характера, образуя вулканические брекчии, туфы и пирокластические породы преимущественно дацитового состава, представляющие крайние члены дифференционного ряда.

Условия залегания кварцевых плагиопорфиров и кератофиров, а также брекчиевидное строение последних указывают на формирование этих образований в близповерхностных условиях. Помимо того, в районе распространения кератофировых пород уже можно наблюдать отчетливые центры извержений—вулканические аппараты, сложенные кислой лавой. Формирование кератофирового горизонта, подобно образованию исходных пород зеленокаменной толщи, происходило в прибрежных условиях, в обстановке быстрых и резких колебаний земной коры. Об этом свидетельствует несогласное залегание кератофиров на толще зеленокаменных пород, а также и несогласное залегание на кератофирах вышележащих отложений. По наблюдениям П. Ф. Сопко, известковистые песчаники, подстилающие алавердскую свиту и налегающие здесь на кератофировый горизонт, нередко содержат гальки кератофиров и обломки, входящие в состав минералов. Это свидетельствует о том, что после излияния кератофиры и их пирокластические продукты подвергались эрозии.

С завершением первого цикла вулканической деятельности наступает некоторый покой. На значительной территории господствовали морские условия. В восточной части рудного района происходило отложение терригенной свиты туфогенных песчаников (алавердская свита).

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

В западной части одновременно с осадконакоплением в морских условиях продолжалась вулканическая деятельность, поставляя материал для формирования вулканогенно-осадочной шахтахтской толщи. 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 боль-

шого количества мелких вулканов, которые в дальнейшем подвергались эрозии, образуя терригенные продукты, и иногда сохранились в виде отдельных некков, представляющих жерловую фацию вулканических аппаратов. По петрографическому и химическому составу вулканические продукты шахтахтской вулканогенно-осадочной толщи очень однообразны, что свидетельствует об их извержении в период небольшого времени из недифференцированного очага. Только в верхних горизонтах вулканогенно-осадочной толщи мы наблюдаем продукты более кислого состава, представленные туфами дацитовых порфиритов, вулканическими брекчиями и туф-фитами, занимающими ограниченные площади. Слоистость последних, а также иногда хорошая окатанность в туфогенных песчаниках породообразующих минералов и остатков морской фауны в них свидетельствуют о сохранении типично морских условий, а присутствие отдельных горизонтов терригенных пород в составе шахтахтской толщи указывает на кратковременные перерывы в извержениях вулканов.

В конце формирования вулканогенно-осадочной толщи происходит усиление вулканической деятельности. Продукты этого нового вулканического цикла залегают местами несогласно на шахтахтской и алавердской толщах. Этот новый этап вулканической деятельности вначале характеризовался взрывным характером, образуя пирокластические продукты, и только изредка происходили небольшие излияния пироксеновых порфиритов. В дальнейшем интенсивность вулканической деятельности усиливается и изливаются мощные покровы лав среднего и средне-основного состава, которые к концу цикла вулканической деятельности вновь приобретают взрывной характер и образуют пирокластические материалы, по составу близкие к лавам.

Таким образом, начало нового цикла вулканической деятельности, образующей вулканогенно-осадочный и выше-лежащий сложный комплекс пород, не является нормальным в смысле обычного хода дифференциации магматического очага. После затухания вулканической деятельности рассматриваемый район испытывал постепенное длительное погружение, в результате чего образовались мощные толщи осадочных пород, представленных песчаниками и грубообломочным материалом.

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

В Шамшадинском антиклинории наиболее интенсивно вулканическая деятельность проявилась в юрский период,

начинаясь с нижнеюрского времени и продолжаясь почти до конца верхней юры.

В начале юрского периода были сформированы порфири-ты зеленокаменной толщи, представленные диабазовыми и андезитовыми их разновидностями. В первый период вулканической деятельности извержение происходило почти непрерывно, в результате чего формировалась мощная толща лав, изредка перемежающаяся с осадочными или пирокластическими материалами: позже, следует предполагать, что формирование толщи происходило в условиях мелководного морского бассейна, так как в верхних частях разреза наблюдаются пропластки вулканогенно-осадочных образований. В последний этап формирования толщи спокойное излияние лав сменяется взрывным характером извержения, доставляющего на поверхность земли большое количество пирокластического материала. Извержением пирокластических пород завершается формирование мощной толщи зеленокаменных пород.

После непродолжительного перерыва вновь начинается излияние уже дифференцированной до кислого состава магмы, давшей сначала покровы и субвулканические тела кварц-плагиопорфирового состава, а в конце цикла—пирокласты преимущественно дацитового состава, являющиеся крайними членами дифференцированного ряда. Последние по объему занимают значительную территорию и являются характерным признаком кварц-плагиопорфировой толщи.

Следует отметить, что большая часть излияний кварц-плагиопорфировой магмы происходила в субареальных условиях, однако имеются и признаки, указывающие на формирование толщи в условиях глубокого моря.

Формированием кварц-плагиопорфировой толщи завершается первый, наиболее активный цикл вулканической деятельности этой области. С завершением первого цикла наступает некоторый покой. На значительной территории описываемой области господствуют морские условия.

Второй цикл вулканической деятельности по своему размаху значительно уступает первому. Он проявляется в виде отдельных небольших извержений и выражен мало-мощными и небольшими по площади образованиями преимущественно среднего и основного состава. Нижние горизонты указанных образований представлены плагиоклазовыми и пироксеновыми порфиритами. Характерной чертой этих образований является то, что обычно верхние части разрезов венчаются туфогенно-осадочными образованиями, которые в значительной степени преобладают над вулканическими.

Такие образования в байос-батское или, точнее, в батское время известны в верховьях р. Ахум, в бассейне р. Хачбулах, правого притока р. Соух-су, а также в Красносельском районе, в окрестностях с. Башкент.

В батское время происходит регрессия байосского моря и образуются мелководные, почти субконтинентальные терригенные породы, нередко с косою слоистостью и с обильными остатками растительности.

В келловейское время вся описываемая территория была охвачена трансгрессией. Только местами имели место небольшие вспышки вулканической деятельности.

Наиболее характерными образованиями среди келловейских пород являются серо-фиолетовые порфириты и их лавобрекчии, сравнительно широко развитые восточнее с. В. Агдан.

В оксфордское время келловейское море значительно отступает на север в сторону Куринской депрессии. Описываемая территория на короткое время освобождается от водного покрова. Новое погружение области наступает в конце нижнего оксфорда. Начальный период погружения знаменуется бурной вспышкой вулканической деятельности, которая сначала происходила в субареальных, а затем продолжается в подводных условиях. После затухания вулканической деятельности рассматриваемая территория испытывает постепенное погружение, в результате чего образуются мощные толщи осадочных пород, представленные известняками, песчаниками и другими мелкообломочными осадочными образованиями, указывающие на относительно глубокий характер моря. В этот период происходит формирование шаровых диабазовых порфиритов между сс. Ицакар и Навур.

Рассматривая эволюцию магмы в юрский период, замечаем, что она в основном отвечала гомодромному типу.

Кафанский антиклинорий, как выше было отмечено, в отличие от других антиклинориев, расположенных кулисообразно в пределах единой геотектонической зоны, составляет в современной структуре обособленный сегмент, с востока отделенный от Сомхето-Карабахской антиклинальной зоны Акеринским синклинорием, а с запада—юго-запада ограниченный Гиратахским разломом.

В Кафанском антиклинории в роли субстрата выступают метаморфизованные породы палеозоя (См—D), залегающие на глубине порядка 1200—1500 м, и история геологического развития этой области фактически начинается с нижнеюрского времени.

В этот период происходили мощные излияния лав тре-

щинного типа, образующие толщу зеленокаменных пород, формирование которой произошло в подводных условиях, в прибрежной зоне.

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 сравнительно небольшого перерыва вновь возобновляется вулканическая деятельность, которая продолжается все среднеюрское время. Байосское время здесь характеризуется грандиозного масштаба вулканическими извержениями, результатом чего явилось образование мощных свит плагиоклазовых, кварц-плагиоклазовых и кварцевых порфиров, при этом извержение их происходило именно в указанном порядке, что свидетельствует о медленной дифференциации магмы от средне-основной к средней. Следует отметить, что в это время несколько изменяется и характер вулканической деятельности—параллельно с трещинными излияниями значительную роль здесь играли взрывные извержения центрального типа, о чем свидетельствуют широко развитые среди среднеюрских пород пирокластические образования.

В течение всей средней юры в области господствуют подводные условия, хотя и не исключена возможность существования мелких вулканических островов. О подводных условиях накопления говорят не только повсеместно отмеченные мало-мощные пропластки туфоосадочных пород, но также мандельштейновые текстуры самих вулканогенных пород и формы их отдельности—шаровые, типа pillow lava для кварцевых порфиров барабатурской свиты.

К концу средней юры вулканическая деятельность постепенно затухает—излияния лав сменяются выбросами лапиллиево-туфового материала, усиливается седиментация терригенного материала, местами накапливаются известняки—происходит образование верхней осадочной толщи. Трансгрессивное залегание верхнеюрской вулканогенно-осадочной толщи с небольшим угловым несогласием на породах средней юры, выпадение из разреза бата и келловей и, наконец, на-

личие 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 во время позднедонецкой орофазы и подвергалась размыву.

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

Начало верхнеюрской эпохи характеризуется затишьем вулканической деятельности. Происходит накопление туфоосадочных пород с богатой морской фауной, местами переходящих в рифовые известняки. После кратковременного затишья вновь возобновляется вулканическая деятельность, носящая уже резко выраженный взрывной характер. Потоки лав плагиоклазовых, андезитовых и диабазовых порфиритов, а также витроандезиты резко подчинены мощной толще туфоконгломератов и туфобрекчий, сцементированных сильно известковистыми слоистыми туфопесчаниками. Излияние в верхнеюрское время происходило из многих центров, которые в основном локализованы в отдельных участках.

Анализируя историю геологического развития Зангезура в юрский период, мы приходим к выводу, что этот период является временем господства значительных тектонических движений и чрезвычайно интенсивного проявления вулканизма, при этом излияния и выбросы лавового материала происходили последовательными этапами, начиная с наиболее основных, так называемых псевдобрекчиевидных диабазовых порфиритов и кончая внедрением альбитофиров, иначе говоря, в общем магматическом развитии юрского периода наблюдается эволюция магмы от основного состава к кислому.

История развития Алавердского, Шамшадинского и Кафанского антиклинориев позволяет нам дать более цельную картину Сомхето-Карабахской зоны в юрский период. Для всей зоны в этот период характерны интенсивные дифференцированные движения, с которыми сопряжено бурное проявление вулканизма, выраженное довольно сложным и пестрым комплексом лавовых, субвулканических, пирокластических и вулканогенно-осадочных образований, формирование которых

было связано с многообразными типами вулканической деятельности. Периоды активной вулканической деятельности сменялись периодами затишья, в течение которых преимущественное значение приобретали процессы разрушения, переноса и аккумуляции образовавшихся ранее продуктов вулканических извержений. Эффузивная деятельность (субаэральная и подводная) во все эпохи тесно сопровождалась также субвулканической активностью магмы, особенно усиливавшейся, вероятно, в периоды, следовавшие за временем массовых излияний на поверхность. В ореоле крупных магматических очагов в нижних частях вулканических аппаратов, на сравнительно небольшой глубине возникли разнообразные по форме и размерам субвулканические образования—купола, силлы, дайки и др.

Изучая эволюцию магмы за этот период, мы обнаруживаем определенную общую направленность магматизма, выраженную в постепенном повышении кислотности пород. Однако в этом длительном, сложно проявляющемся процессе отмечается некоторая цикличность петрохимических изменений магматических образований, что, с одной стороны, обусловлено некоторыми тектоническими перестройками региона, а с другой—вызвано локальными особенностями дифференцированного развития его отдельных структурных элементов.

В истории юрского вулканизма Армении выделяются два вулканических цикла («комплекса», по В. С. Коптеву-Дворникову), разделенных перерывом в осадконакоплении, сопровождающимся довольно значительным размывом. Циклы эти обнаруживают некоторую повторяемость развития и в эволюции магмы.

В каждом из вулканических циклов изменение состава лав происходит от основного к кислому. Обычно характер пород меняется от базальтов (диабазов и диабазовых порфиров) до дацитов (кварцевых плагиопорфиров и альбитофиров). Эволюция магмы во времени свидетельствует о том, что последующая ее порция, поступающая на земную поверхность, является дифференциатом основной магмы. При анализе отдельных вулканических циклов отмечается и другая закономерность—выше по разрезу лавы обычно сменяются пирокластическими образованиями (туфобрекчиями и туфами) соответствующего состава.

Формированию продуктов первого вулканического цикла предшествуют слабые нисходящие движения земной коры на описываемой территории Малого Кавказа. На ряде участков можно видеть, как на метаморфический комплекс пород

среднего-верхнего палеозоя (Локский массив, бассейны рр. Асрик и Ахум) налегают юрские терригенные образования. Вслед за отложением грубообломочного материала в прибрежной полосе юрского морского бассейна происходит отложение более глубоководных садков, впоследствии превращенных в песчаники и глинистые сланцы. Дальнейшее погружение Сомхето-Карабахской зоны, по-видимому, приводит к образованию глубоких расколов, способствующих подъему базальтовой магмы, продукты которой имеют довольно широкое распространение в пределах Алавердского, Шамшадинского и Кафанского антиклинориев. Эффузивные покровы в основном представлены диабазами, плагиоклазовыми и пироксеновыми андезитовыми порфиритами. В большинстве случаев они имеют мандельштейновое строение. Видимая мощность этих образований колеблется от 1000 до 1500 м.

Извержения в начальной стадии цикла имели спокойный характер и сопровождались сравнительно незначительным выбросом пирокластических материалов — туфобрекчий, туфов и пр., и, по-видимому, принадлежали к трещинному типу.

На средней стадии первого вулканического цикла местами проявлялась тенденция к воздыманию, появились архипелаги островов вулканического происхождения; характер извержений несколько изменился, чаще и в гораздо большем количестве начал выбрасываться пирокластический материал в основном андезитового и дацитового состава. Одновременно возникали вулканические центры, извергавшие различные по составу магматические продукты (чередование образований андезитового и дацитового состава); трещинный тип извержений сменяется центральным. Частые и мелкие колебания морского дна приводили к чередованию вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных образований различного характера. В завершающей стадии вулканического цикла, в верхнебайосское время, в результате дальнейшего дифференциального поднятия, особенно в период максимального воздымания, сопровождавшегося размывом, происходили грандиозные по масштабу извержения вулканических продуктов кислого состава, приведшие к формированию кварц-плагиопорфировой толщи.

Однако, кроме субаэральных условий образования кварц-плагиопорфировой толщи, имеются и признаки, указывающие на вероятность формирования некоторых горизонтов толщи в условиях глубокого моря. По данным А. Т. Асланяна (1949₁), появление глубоководной фауны в северо-восточной Армении непосредственно выше маломощного базального слоя указывает на катастрофический провал коры и быстрое

ее погружение под уровень моря. Проведенный А. Т. Аслани-ном анализ фаций и мощностей привел его к мысли, что в «...указанное время вдоль эжективной зоны между Армянским геоклинозом и Антикавказским геосинклинозом в период погружения последнего образовались крупные, регионального масштаба разрывы, явившиеся путями извержения магмы».

Одновременно с формированием кварц-плагиопорфировой толщи в северной Армении, в пределах наметившегося к этому времени Алавердского поднятия формируется так называемый «рудноносный горизонт» Алавердского рудного района, представленный кератофирами. В отличие от кварцевых плагиопорфиров, формирование кератофирового горизонта, подобно вышеописанным породам зеленокаменной толщи, также происходило в прибрежных условиях, в обстановке быстрых и резких колебаний земной коры.

Почти одновременно (или несколько позже) с формированием покровных образований кварцевых плагиопорфиров, сопровождавшихся также выбросами пирокластического материала (который здесь составляет значительный объем), образовались субвулканические тела того же состава. По времени несколько более позднее формирование последних обусловлено некоторым ослаблением механической активности кислой магмы после излияния лавы (собственно эффузивной фации) в результате удаления из магматической камеры газовой фазы. В дальнейшем магматическая деятельность протекала путем выжимания из канала относительно более вязкой лавы с образованием куполов и других секущих тел. Л. Н. Леонтьев и В. Е. Хаин (1951), рассматривая вопрос о связи между интрузивной деятельностью Малого Кавказа и историей его складкообразования, находят, что в Сомхето-Карабахской зоне в верхнебайосское время интрузивное (субвулканическое.—Э. М.) внедрение кварцевых плагиопорфиров тесно связано с излиянием их эффузивных аналогов.

Извержением кислой магмы завершается первый вулканический цикл юрского периода.

После значительного перерыва в вулканической деятельности, в период которого происходило внедрение крупных гранитоидных интрузий (Шамшадинской группы интрузивов, Ахпатской и Дебедской интрузий в северной Армении и Атабек-Славянской—в Азербайджане), область, имевшая тенденцию вздымания, некоторое время подвергается сильному размыву, в результате чего из разреза некоторых районов выпадают целые толщи и свиты. В частности, в южной Армении выпадают свиты кварцевых плагиопорфиров и пирокластолитов.

Второй вулканический цикл охватывает период от бата до оксфорда включительно. Этот этап также начинается постепенным опусканием описываемой территории, сопровождаемым накоплением конгломератов и песчаников. Однако в этом этапе тектонический режим отдельных частей Сомхето-Карабахской зоны приобретает несколько различный характер, что выражается в свойственных им тенденциях к поднятию или погружению. Если в северной Армении происходило постоянное погружение области с интенсивным проявлением на отдельных участках вулканической деятельности, как, например, район г. Шахтахт, извергавший в громадном количестве вулканический материал, то в южной Армении в этот период, по-видимому, еще сохранились условия воздымания и интенсивные процессы размыва, ярким свидетельством чего является отсутствие батских отложений в Кафанской антиклинальной зоне.

На значительной территории северной и северо-восточной Армении в указанный период господствовали морские условия. В этот период в пределах современного Алавердского антиклинория происходило постепенное накопление и формирование свиты туфогенных песчаников (алавердская свита), представленной терригенным осадочным материалом (в основном, песчаниками). В западной части Алавердского антиклинория, а также в Шамшадинском антиклинории одновременно с осадконакоплением в морских условиях продолжает развиваться вулканическая деятельность, давая начало формированию вулканогенно-осадочной толщи (в частности, Шахтахтской). Этот участок земной коры в течение указанного периода отличается сильной неустойчивостью, что обуславливает одновременность формирования вулканогенных и осадочных образований, сопровождающихся иногда и размывом. Образование вулканогенно-осадочной толщи обусловлено деятельностью большого количества паразитических конусов, которые то оставались под водой, в дальнейшем подвергаясь эрозии, образуя терригенные продукты, то сохранялись в виде отдельных некков, приуроченных к каналам соответствующих аппаратов. По петрографическому и химическому составу продукты отдельных частей вулканогенно-осадочной толщи довольно близки, что свидетельствует об их образовании в течение небольшого отрезка времени, за который дифференциация магматического расплава в вулканическом очаге не могла продвинуться далеко. Снос обломочного материала происходил в основном с островов вулканического происхождения, о чем свидетельствует значительное участие

пеплового материала в составе известковистых туфопесчаников (алавердская свита, келловейские туфопесчаники и др.).

В сравнительно умеренной форме, в виде деятельности отдельных небольших очагов верхнебайос-батский вулканизм выражен в Шамшадинском антиклинории, где его продукты представлены маломощными образованиями основного и среднего состава. Характерной чертой их является то, что обычно они венчаются туфогенно-осадочными образованиями, почти всегда преобладающими над вулканическими.

В средней стадии развития вулканического цикла вновь наблюдается тенденция к воздыманию описываемой территории.

В келловее и оксфорде вулканическая деятельность вновь активизируется и получает довольно широкое развитие по всему региону, однако по своей интенсивности и масштабам распространения она значительно уступает среднеюрскому вулканизму.

В келловейское время почти в пределах всех современных антиклинориев Сомхето-Қарабахской зоны происходят небольшие вулканические извержения. Продукты излияния имеют средний состав и в основном отвечают плагиоклазовым андезитовым порфирирам. В конце периода относительно спокойные условия извержения сменяются извержениями взрывного характера, в результате чего накапливаются огромные количества пирокластического материала, обычно завершающего разрез келловейских вулканогенных толщ.

По данным А. Т. Асланяна, вследствие инверсии келловейское море в оксфордское время несколько отступает на север в сторону Куринской депрессии. В этот период описываемая территория на короткое время освобождается от водного покрова. Новое погружение области наступает в конце нижнего оксфорда. Начальный период погружения знаменуется бурной вспышкой вулканической деятельности, которая сначала происходит в субаэральных, а затем продолжается в подводных условиях. После ее затухания рассматриваемая территория испытывает постепенное погружение, в результате чего образуются мощные толщи осадочных пород, представленных известняками, песчаниками и другими мелко-обломочными осадочными образованиями, указывающими на относительно глубоководные условия. К этому периоду относится также формирование шаровых диабазовых порфиритов Шамшадинского антиклинория.

Разрез верхней юры (кимеридж, титон) венчается толщей известняков, имеющей огромное распространение в Ноябрьском, Иджеванском, Кафанском и других районах республики.

В конце юрского периода и, вероятно, в начале мела описываемая территория испытывает сильное эпейрогеническое поднятие, происходит интенсивная складчатость и воздымание. Вновь активизировавшаяся магматическая деятельность этого времени, давшая, главным образом, кислую магму, проявляется в субвулканической форме. На обширной площади происходит внедрение близповерхностных массивов альбитофиров, являющихся крайними кислыми продуктами деятельности дифференционного магматического очага, завершающими юрский этап вулканической деятельности в Армении. В позднюю стадию второго вулканического цикла, в период складкообразовательных движений, завершающих этап геосинклинального погружения Сомхето-Карабахской зоны, происходит внедрение гранитоидной магмы, начинается интрузивный цикл магматизма.

Следует отметить, что на протяжении всего юрского периода параллельно с изменением кислотности магмы происходило также изменение характера извержений. Так, если в нижне(?)-среднеюрское время преобладающим типом являлись трещинные излияния, то в поздней юре широкое развитие получают взрывные извержения, давшие мощные толщи пирокластических образований, покрывших огромные площади.

Такая последовательная смена характера извержений находится в тесной связи с тектоническим развитием описываемой области.

Анализируя имеющиеся данные по истории развития юрского вулканизма Сомхето-Карабахской зоны, можно говорить, что широкая северо-восточная геосинклинальная полоса Малого Кавказа, которая в палеозое подвергалась размыву, с лейаса, а местами, может быть, уже с верхнего триаса начала погружаться. Этим погружением, происходившим на протяжении всей ранней и средней юры, было обусловлено образование крупных разломов, открывших пути для магмы, давшей в описываемой области в начале мощную толщу (порядка 1000 м) зеленокаменных порфиритов, а затем, после небольшого перерыва—и всю толщу среднеюрских вулканогенных образований. По мнению Е. Е. Милановского (1956), уже с верхнего байоса начались мощные движения по глубинным разломам, в результате чего образовался ряд эмбриональных поднятий, ориентированных кулисообразно к общему направлению геосинклинального прогиба. В дальнейшем эти поднятия разрастались и расчленили единый прогиб на ряд отдельных частных геосинклинальных прогибов, разделенных

геоантиклинальными участками. В Армении геосинклинальный режим сохранился 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 ее пределах.

ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ И ФАЦИАЛЬНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В юрское время вулканическая деятельность в Армении происходила как на суше (субареальный тип извержений), так и в прибрежных или подводных, преимущественно мелководных, условиях. Интенсивные и разнообразные вулканические события этого периода привели к формированию сложных комплексов эффузивных толщ, субвулканических образований и к накоплению пирокластических пород.

Периоды активной вулканической деятельности сменялись периодами затишья, в течение которых преимущественное значение приобретали процессы разрушения, переноса и аккумуляции образовавшихся ранее твердых продуктов вулканических извержений.

Типы вулканических извержений

Довольно большая сложность тектонического строения описываемого региона, недостаточная детальность стратиграфического расчленения, а также палеотипный характер вулканической формации затрудняют окончательное решение вопросов о типе извержений и о природе подводящих каналов, т. е. было ли извержение центрального или трещинного характера. Судя по разнообразию вещественного состава лав, характеру соотношений лав и пирокластолитов в разрезах свит и различиям в мощности покровов, можно заключить, что типы вулканических извержений были различными, начиная 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 (базальтовые порфиристы). Для некоторых разрезов характерно частое чередование наземных (субаэраль-

ных) и подводных типов излияний, происходивших, вероятно, в прибрежной или мелководной зоне, в условиях колебательных тектонических движений земной коры. 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.

Имеющиеся данные позволяют вопрос о типах извержений пока решать лишь приближенно. Правда, для азербайджанской части Малого Кавказа Р. Н. Абдуллаев (1963) 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 по характеру извержений к какому-нибудь одному типу—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 вулканической деятельности, сопровождавшие друг друга, и правильнее говорить о преобладании того или иного типа.

Обильные накопления пирокластического, в особенности—грубообломочного материала (туфобрекчии и пр.) в некоторых участках разреза вулканогенной юры Армении дают возможность предполагать присутствие здесь нескольких вулканических центров или очаговых зон, располагавшихся в районах современных Алавердского, Шамшадинского и Кафанского антиклинориев.

Эти выводы относятся в основном к порфиритовым толщам лейаса, байоса, бата и отчасти оксфорда. С другой стороны, в отношении лавовых и пирокластических образований кислого состава—кварцевых плагиопорфиров, 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 подтверждается также Р. Н. Абдуллаевым (1958), в частности для кислых эффузивов юры азербайджанской части Малого Кавказа. Правда, это положение не находит себе аналогии у современ-

ных вулканов, поскольку известные нам молодые лавы кислого состава связаны обычно с извержениями центрального типа. Однако следует отметить, что при формировании кислых вулканитов юры не исключается и роль извержений центрального типа, происходивших из многочисленных центров, расположенных по простиранию тех же тектонических зон.

Фациальные типы магматических образований Характером вулканической деятельности определяется и формирование различных фаций пород. Особенности петрографического состава, химизма, степени метаморфизации и другие особенности пород находятся в тесной связи с их фациальной принадлежностью. Характеризуя отдельные фации, следует оговориться, что признаки, необходимые для отнесения конкретной магматической породы или геологического тела к той или иной фации—подводной, экструзивной, интрузивной и др., являются в петрографии и вулканологии во многих случаях еще далеко не ясными и не определенными. Во многих случаях отнесение пород к той или иной фации представляет значительные трудности и является спорным. Этому мешает недостаточная обнаженность, значительная эродированность отдельных потоков, метаморфизм слагающих их пород и другие причины. Примером могут служить барабатумские кварцевые порфириты в Кафанском районе, кварцевые плагиопорфиры Ахталы и Шамшадина и др., которые различные исследователи относят то к настоящим покровам, то к интрузивным или субвулканическим образованиям. Туфобрекчии и туфоконгломераты некоторых горизонтов также могут относиться либо к наземным (континентальным), либо к прибрежным или мелководным (подводным) образованиям и т. д. В настоящем разделе мы остановимся на краткой характеристике отличительных признаков отдельных фаций юрского вулканизма и на тех их наиболее существенных особенностях, которые дают возможность судить об условиях образования данных фаций.

Детальное изучение геологического положения различных членов юрской вулканической формации армянской части Малого Кавказа и их петрографических особенностей позволяет на описываемой территории выделить три основные группы фаций, для каждой из которых существуют более дробные подразделения. Вулканические образования, формирующиеся в различных фациальных условиях, подразделяются на: 1) лавовые, 2) пирокластические и 3) субвулканические.

Лавовая группа фаций в пределах описываемой террито-

рии пользуется относительно наибольшим распространением. Значительная часть этой группы пород формировалась в условиях подводной среды (зеленокаменные порфиристы, кварцевые плагиопорфиры, порфиристы разных типов и др.).

Образования лавовой фации, относящиеся как к субаэральной, так и к подводной субфациям, представлены преимущественно среди ниже-среднеюрских отложений; отдельные маломощные лавовые покровы верхнеюрского времени в Шамшадинском, Кафанском и меньше в Алавердском антиклинориях тесно перемежаются с мощными горизонтами пирокластических образований—туфов, туфобрекчий, туффитов и пр. Здесь мощность отдельных лавовых потоков достигает 10 м, они обладают неправильно-глыбовой отдельностью; породы лавовых горизонтов резко отличаются от вмещающих пирокластолитов своей твердостью и склонностью к возникновению оскольчатой отдельности. Лавы, образующиеся в субаэральных условиях, характеризуются меньшей степенью метаморфических изменений (пропилитизация и др.), чем образования (лавы и их пирокласты) подводных излияний. Для субаэральных лавовых покровов менее характерны случаи развития миндалекаменных разностей. Иногда только породы субаэральных потоков содержат пустоты и миндалины, приуроченные преимущественно к нижним и верхним их периферическим частям.

Подводно-лавовая и подводно-пирокластическая фации. Как известно, на глубине 2000 м давление морской воды превосходит критическое давление водяного пара. При таких условиях излияния лав в глубоких морях должны происходить совершенно спокойно, как при внедрении пластовых интрузивных тел. Признаков извержения на поверхности моря при этом не замечается, ювенильные газы растворяются в воде при их движении вверх.

Многочисленными как океанологическими, так и наземными исследованиями установлено, что значительная часть вулканических процессов происходит в подводных условиях—в морях, океанах и других водных бассейнах. Условия возникновения и формирования вулканических образований подводного вулканизма несколько иные, чем надводных. Описав известные характерные черты наземного вулканизма, К. К. Зеленов (1963) находит, что «несколько иной характер приобретает вулканический процесс под водой, когда выделяющиеся газы и летучие компоненты не рассеиваются в атмосфере, а фильтруются сквозь толщу воды, улавливаются ею и принимают участие в разнообразных химических реакциях». Как выше было сказано, в вопросе о роли

морской воды в формировании подводных вулканических образований у исследователей имеются разногласия. Одни исследователи (Коржинский и др.) считают, что в формировании пород морская вода не играет никакой роли, другие (Садецкий-Кардош, 1960; Зеленов, 1963; Тазиев, 1963; С. Г. Энгел и А. Е. Энгел, 1961 и др.) доказывают значительную роль морской воды при формировании пород в подводных условиях. С. Г. Энгел и А. Е. Энгел (С. G. Engel, A. E. Engel, 1961), исследуя океанические базальты Гваделупа-Сита, нашли, что большое содержание воды влияет на минералогический состав породы и, прежде всего, на соотношение окислов, в частности на соотношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$.

Об изменениях, вызываемых вулканическими эксгаляциями при подводных извержениях, говорит также известный вулканолог Г. Тазиев (1963), изучавший подводное извержение Капелиныюш. «Именно подводному характеру извержения,—пишет Г. Тазиев,—я приписываю два необычных признака, они для меня были неожиданными, несмотря на десятилетний опыт изучения действующих вулканов. Я говорю об отсутствии самого распространенного газа, обычного для активных вулканов—сернистого ангидрида,—и о появлении газа, который я не сумел распознать. Этот тяжелый газ тянулся бледными полосами по земле вдоль подножья вулканического конуса, и запах его вызывал тошноту». Можно привести много примеров подводных излияний лав, говорящих о влиянии морской среды на их формирование. Однако, несмотря на важность этого вопроса и наличие немалого количества работ, посвященных описанию или объяснению особенностей отдельных подводных извержений, до сих пор нет более или менее полной сводки по современному подводному вулканизму.

Исследования, проведенные в пределах развития юрских вулканогенных образований Армении, позволяют большинство вышеописанных образований относить к образованиям, формирующимся в подводных условиях.

К фациям подводных излияний относятся лавово-пирокластические толщи, для которых характерно наиболее сильное наложение зеленокаменного, а местами и гидротермального метаморфизма. Эти образования характеризуются частым переслаиванием и тесными взаимопереходами с вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями, образуя характерную геосинклинальную вулканогенно-осадочную формацию. Эта их особенность—тесная ассоциация с вулканогенно-осадочным материалом является в данном случае признаком, свидетельствующим, скорее всего, в пользу прибреж-

ных или мелководных условий накопления соответствующих толщ. Большинство вулканических центров, дававших излияния подводной фации, как замечает А. П. Лебедев, располагалось, по-видимому, в краевых частях геосинклинальных прогибов, подобно тому, как это констатируется и при анализе расположения вулканических центров в различных областях древнего вулканизма Кавказа и других регионов.

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, барабагумские кварцевые порфиристы в Кафанском районе, диабазовые порфиристы верхней юры Шамшадинского района (вблизи с. Навур) и андезитовые порфиристы вблизи с. Башкенд Красносельского района. Шаровые лавы известны также в более восточных районах описываемой Сомхето-Карабахской зоны, в пределах Азербайджанской ССР, в районе гор. Шуша (Кашкай, Бабаев, 1958). По простирацию эти лавы обычно переходят либо в «нормальные» (не шаровые) лавы порфиристового состава, либо в соответствующие по составу грубообломочные пирокластиты. Это интересное обстоятельство—сравнительная редкость проявления шаровых структур, при сравнительно однообразном общем петрографическом составе лавы по простирацию 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 подушечных текстур необходима и определенная специфика состава лавы, степень насыщенности ее газовой фазой, определенная форма подстилающей поверхности, степень ее уклона и другие обстоятельства.

Следует предполагать, что излияние и формирование шаровых лав происходило в условиях мелководного бассейна. Это подтверждается петрографическими особенностями указанных образований, наличием пропластков осадочных пород, структурой и минеральным составом шаров, характерными для образований небольших глубин, а также результатами произведенного Р. А. Мандаляном и Л. С. Чолахян (1964) детального литологического изучения верхнеюрских вулканических образований территории междуречья Агстев и Тавуш. Это, прежде всего, широкое развитие органогенных, главным образом водорослевых известняков, а также наличие оолитовых и обломочных (окатаннозернистых) известняков в породах указанной толщи.

По результатам исследований указанных авторов в некоторых оолитах ядра сложены небольшими обломками эффузивных пород, не отличимых по составу от описываемых лав.

Второе важное обстоятельство, по Р. А. Мандаляну и Л. С. Чолахян, это обилие онколитов—карбонатных желваков, образованных навиванием сине-зеленой водоросли вокруг обломков, представленных главным образом органическим детритом. Авторами отмечаются случаи обволакивания онколитами обломков диабазовых порфиритов, аналогичных по составу шаровым лавам. Онколиты же, как показали исследования В. П. Маслова (1956), являются надежными показателями мелководья и колебания глубин. Распространение онколитов, по В. П. Маслову, ограничено глубинами от нуля до нескольких десятков метров.

По Р. А. Мандаляну и Л. С. Чолахян, здесь важно также отметить присутствие в известняках сверлящих водорослей (*Palaeachlya*), часто встречающихся в ассоциации с онколитами. Наличие сверлящих водорослей, по исследованиям В. П. Маслова, также указывает на мелководность водоема, до дна которого проникал свет; глубины его, таким образом, не могут превышать 50 м.

Для формирования шаровых лав подобного типа важное значение имеют также батиметрические условия водоема. Согласно представлениям М. А. Гиляровой (1959), образование шаровых лав происходит на протяжении какого-то оптимального интервала глубин бассейна, причем глубоководные условия не являются благоприятными.

В связи с подводным типом извержений лав стоит также очень важный и принципиальный вопрос—о природе и генезисе спилитов. Г. С. Дзоценидзе (1965) с достаточным основанием предполагает, что «спилитизация происходит не после излияния, а в самом очаге, где минерализаторы, мигрируя к верхней части очага, еще до начала извержений создают там условия для образования альбита вместо андезина или лабрадора». Высказывая этот взгляд, Г. С. Дзоценидзе основывается на исследованиях Н. И. Хитарова (1961), который находит, что «при продвижении по каналу с глубоких горизонтов в верхние, при постоянной температуре в 900°, магма выходит из условий давления, определяемого нагрузкой вышележащих толщ, и вследствие этого, попадая на горизонты с давлением, меньшим чем 1000 атм., повышается вероятность вхождения посторонней воды, особенно из водонапорных систем». «Если это допустимо при извержениях на суше,—развивает этот взгляд Г. С. Дзоценидзе,—то можно ли полностью игнорировать влияние морской воды на подни-

мающуюся по каналу с глубины магму. Морская вода проникает, вероятно, по трещинам к каналу довольно глубоко и, превращаясь в пар, взаимодействует с магмой, вызывая в ней соответствующие изменения». Наблюдения, произведенные в Грузии, в Крыму и других регионах, показывают, что так называемые спилитовые образования слагают нижние части вулканогенно-осадочных геосинклинальных формаций, где в начале извергается «спилитизированная» магма, дающая богатые альбитом спилитовые породы, затем к ней подмешивается нижележащая частично «спилитизированная» магма, образуя на дне моря покровы частично альбитизированных пород и, наконец, извергаются лавы с нормальным плагиоклазом (андезин или более основной), совершенно лишенные альбита, и образуются нормальные порфиры зеленокаменных формаций. Совершенно аналогичную картину имеют разрезы толщи зеленокаменных пород изученной нами петрографической провинции.

Пирокластическая фация

Изученные пирокластические породы в пределах юрской вулканогенной формации Армении делятся на две крупные генетические группы (Малхасян, 1962₁): 1) породы, образовавшиеся главным образом за счет продуктов вулканической деятельности, в которых осадочный материал совершенно отсутствует (туфы, лавобрекчии) или присутствует в подчиненном количестве (туффиты) и 2) породы, образовавшиеся под влиянием экзогенных процессов (выветривание, дифференциация по крупности в ходе выпадения осадков и т. д.). Пирокластические породы, образовавшиеся во второй группе от осадочных пород, отличаются тем, что примерно 50% вещественного состава их — разные примеси вулканогенного материала (туфопесчаники, туфоконгломераты и т. д.).

Пирокластические продукты вулканических извержений весьма разнообразны. Среди них присутствуют образования различной крупности — настоящие туфы — пепловые, тонко- (до 1 мм) и грубообломочные (до 3—5 мм), лапиллиевые (содержащие в пепловой массе мелкие обломки лавы, туфов, шлаков), туфобрекчии, агломератовые туфы и пр. Встречаются и своеобразные по структуре «лавобрекчии», содержащие остроугольные обломки лавового материала и цементированные чисто лавовым материалом более поздней фазы излияния. Все остальные типы пирокластов являются либо переходными разностями между перечисленными главными их типами, либо переходными от них к вулканогенно-осадочным и далее к осадочным породам. Такого рода пестрое чере-

дование материала, различного по своему петрографическому составу, крупности обломков, степени отсортированности и измененности, характерно в общем для всех разрезов вулканогенной юры Армении как в северной, так и в южной ее зонах. Типичные примеры дают некоторые разрезы в Алавердском и Кафанском районах, описания которых приводились выше. Такое разнообразие петрографического состава пирокластолитов, а также тесная их ассоциация с вулканогенно-осадочными отложениями говорит о том, что вулканические извержения характеризовались сложной последовательностью событий и протекали с многократным чередованием эксплозивных и эффузивных фаз, причем неодинаково и неодновременно на различных участках. Материал, выбрасываемый при взрывных извержениях, несомненно, сильно варьировал по крупности и степени раздробленности и был представлен либо обломками лав предшествовавших извержений, либо обломками боковых пород кратера или жерла, захваченными при вулканическом взрыве. Такие пирокласты больше всего характерны для пород нижеюрской зеленокаменной толщи Армении. Макроскопически эти породы обладают ясно выраженной обломочной структурой. Обломки обычно угловаты и по величине достигают от долей сантиметра до 10 см. Цемент пород носит типичный туфовый характер. В нем, помимо обломков порфиринов неправильной формы и осколков минералов (в основном плагиоклаза), наблюдается большое количество мельчайших скоплений эпидота, хлорита, серицита, кварца и точечных выделений рудного минерала. Существенное значение при последующих процессах—уплотнении (литификации) и диагенетическом изменении выброшенного материала имело и то обстоятельство—происходило ли отложение выброшенного материала на сушу, в континентальный водный бассейн (озеро и пр.) или в морской водоем (в его прибрежную или более глубокую зону). Большинство мощных толщ вулканогенной юры, включающих агломератовые туфы, туфоконгломераты и туфопесчаники, вероятно, образовывалось как в результате непосредственного отложения рыхлого материала вулканических выбросов на дно мелководных водоемов (озера, мелкое море вблизи островов и пр.), так и за счет перемещения первоначально отложенного на суше рыхлого материала по склонам вулканов водными потоками, осыпями, оползнями и пр. О таком разнообразии условий образования свидетельствуют широкие колебания в форме обломочного материала, в соотношениях между количеством остроугольных и в различной степени окатанных обломков. В составе некоторых свит, как, например,

в шахтахской свите Алавердского района, можно наблюдать тесное чередование агломератовых туфов, содержащих резко остроугольные обломки лав основного состава, с туфо- и конгломератобрекчиями, содержащими в различной степени окатанный материал (шарообразные или эллипсоидальные обломки), при сильно колеблющейся мощности отдельных прослоев. В этой толще имеются и отдельные прослои туфобрекчий дацитовых порфиритов, содержащих окатанные обломки лав до 0,3 м в диаметре. Отдельные же прослои здесь сложены и чисто седиментогенным материалом, плохоокатанным—туфопесчаниками и другими туфогенными породами. 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.

Для отложений почти всех нижне(?)—среднеюрских порфиритовых толщ северной Армении (в частности, для шахтахской толщи) характерно местами большое распространение типичных лапиллиевых туфов, содержащих округленные обломки порфиритов диаметром от 3 до 5 см, 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 кератофировой толщи верхнего байоса в Шамлуге.

Особым типом пирокластических образований являются так называемые «звонкие» туфы горы Лалвар, тонкообломочные, вероятно, первоначально имевшие пепловую природу, уплотненные в результате позднейших преобразований. Структура породы кристаллокластическая, алевропсаммитовая. Кластический материал почти не окатан, обладает неправильными и угловатыми формами диаметром от 0,05 до 1,0 мм. Цемент породы представляет собой вулканогенный материал микрофельзитового характера, в значительной степени перекристаллизованный.

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

В верхнеюрское время почти на всей территории Армении, и особенно в южной ее части, вулканическая деятельность приобретала преимущественно эксплозивный характер, образуя мощные толщи пирокластов, выраженные разнообразными туфами, туфобрекчиями, туффитами. Подчиненные этой толще отдельные лавовые потоки достигают по мощности не более 10—15 м.

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.

К вулканогенно-осадочным образованиям относятся породы вулканогенных толщ, образовавшихся за счет процессов переноса и аккумуляции материала перзично-эффузивного происхождения. Процессы переотложения происходили при участии водных потоков, переносе материала вдоль склонов, находившегося в форме осыпей, лавин и т. д.; 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. Обычно характерна большая неустойчивость, невыдержанность прослоев вулканогенно-осадочных пород по мощности, частые смены петрографического и фациального состава по простиранию и другие признаки, говорящие о колебаниях и изменениях физико-географических условий в период образования этих толщ.

Некоторая 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 и более детальное выделение среди них отдельных генетических типов или фаций не всегда может быть проведено с достаточной отчетливостью.

Субвулканическая фа́ция

В последние годы, в период изучения эффузивных образований юры, среди них удалось выделить образования субвулканической фации, представленные в основном некками и силлами, иногда также линзовидными интрузивными залежами, формирование которых происходило в близ-поверхностных условиях земной коры.

Условия образования этих различных по своей морфологии тел, так же как их различные размеры и степень насыщенности ими вмещающих толщ на отдельных участках, весьма разнообразны. Это разнообразие 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. Следует отметить, что между продуктами эффузивной и субвулканической фаций кислой магмы (кварцевые плагиопорфиры, кератофиры и альбитофиры) не отмечается ни минералогических, ни петрохимических различий. Это обстоятельство показывает, что между образованиями двух фаций имеется непосредственная связь и что питавший их магматический очаг является общим. Субвулканические тела в большинстве случаев принадлежат к образованиям очень небольшой глубины, причем они по времени внедрения являются более поздними, чем породы лавовой фации. Такой механизм в последовательности образования субвулканических образований, в частности кварцевых плагиопорфиров и кератофиров, объясняется некоторым ослаблением вулканической деятельности кислой магмы после излияния лавы собственно эффузивной фации. Дальнейшая деятельность вулканизма протекает путем выжимания из канала сравнительно более вязкой лавы с образованием куполов и других секущих тел.

Мнение отдельных исследователей (Баласанян, 1956) об отнесении кварцевых альбитофиров и альбитофиров северной Армении к более глубинным—гипабиссальным фациям не подтверждается.

Для субвулканических образований более основного состава (разнообразные порфириты, диабазы и близкие к ним породы) тесная связь с эффузивными фациями менее характерна. 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 размерам и формам куполообразные и колоколообразные тела. Размеры куполовидных массивов по площади колеблются от нескольких сотен квадратных метров (южная часть Армянской ССР) до нескольких квадратных километров (северная часть Армянской ССР). В последнее время С. И. Баласаняном обнаружен наиболее крупный в пределах Алавердского антиклинория выход кварцевых альбитофиров, занимающий несколько квадратных километров площади. 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 Алавердском районе (Шамлуг) в ряде случаев в приконтактной части альбитофирового массива можно наблюдать ксенолиты вмещающих пород, которые нередко сохраняют свои элементы залегания. Последнее обстоятельство—сохранение элементов залегания ксенолитов в альбитофирах—свидетельствует о большой вязкости магмы и ее медленном, спокойном внедрении. Очевидно, магма в силу большой вязкости, не растекаясь, затвердевала на месте. Об этом говорит также отсутствие следов механического воздействия субвулканических образований на вмещающие породы. В отдельных местах можно наблюдать только некоторое плавное воздымание пластов вмещающих туфоосадочных пород, что еще раз подтверждает мнение о том, что подъем магмы происходил под высоким давлением, но в спокойной обстановке без взрывов.

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

Практически полное отсутствие контактовых изменений свидетельствует о бедности магмы летучими компонентами, что, в свою очередь, говорит о близповерхностном формировании этих образований. На это указывает также присутствие многочисленных карбонатных включений в альбитофирах северной Армении.

С куполообразными телами обычно ассоциируют разнообразные по размерам и формам силлы и дайки кислых пород, часто непосредственно связанные друг с другом. Межпластовые интрузии (силлы) альбитофиров, отмеченные только в северной Армении, имеют небольшую мощность и, так же как и субвулканические тела, оказывают очень незначи-

тельное контактное воздействие. Дайки кварцевых альбитофиров распространены менее широко, чем купола. Мощность их обычно не превышает нескольких метров при видимой протяженности от первых десятков до первых сотен метров, только иногда они достигают 150 м мощности и 800 м длины (Саяддашский хребет в Кафанском районе).

Для значительной части субвулканических образований характерна короткопризматическая или столбчатая отдельность, другие отличаются монолитно-глыбовым строением.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ ЮРСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ
ОБРАЗОВАНИЙ АРМЕНИИ

Вулканическая деятельность в юрское время в Армении характеризовалась последовательным изменением состава продуктов извержения от основных к кислым разновидностям, с общим преобладанием продуктов извержения средне-основного состава. Вулканизм этого периода начинается излиянием диабазовых и андезитовых порфиритов зеленокаменной толщи и кончается внедрением альбитофиров.

Имеющийся фактический материал по юрским вулканическим образованиям описываемой области позволяет высказать некоторые соображения о петрохимических особенностях и происхождении этих пород.

Между продуктами различных фаций средне-основной магмы наблюдается большое сходство. Относительно наибольшим распространением среди производных магмы средней кислотности пользуются различные модификации порфиритов, варьирующие, главным образом, по характеру микро-структуры, крупности зерна, по соотношениям между феррической и салической составными частями, но, вместе с тем, чрезвычайно однообразные по своему минеральному составу.

Качественный минеральный состав пород производных средне-основной магмы (базальтового ряда) отличается большим однообразием. В основном мы имеем здесь сочетание двух главных компонентов—плагиоклаза и пироксена. Остальные минералы, кроме вторично образованных, здесь занимают подчиненное место.

В петрографическом отношении среди представителей кислых дифференциатов магмы встречается значительно меньшее разнообразие, чем среди производных магмы средней кислотности. Судя по результатам химических анализов

и петрографических описаний, к этой группе мы относим кварцевые плагиопорфиры, кератофиры и альбитофиры.

Для химической характеристики юрских вулканогенных пород Армении мы располагаем 232 полными химическими анализами. Из них на долю пород, слагающих толщу зеленокаменных образований, приходится 20 анализов, на долю кератофиров—10, альбитофиров и кварцевых альбитофиров—20, кварцевых плагиопорфиров—47, туфов—5. Порфириты среднеюрской толщи представлены 50 анализами, верхнеюрские образования—около 40, субвулканические образования (кроме альбитофиров и плагиопорфиров)—10 анализами, жильные породы—около 20 анализами.

На основании результатов химических анализов были составлены диаграммы числовых характеристик магматических пород (по методу А. Н. Заварицкого), сгруппированные по отдельным периодам (фиг. 7, 10, 11).

Как видно из приводимых диаграмм, общий химический облик пород варьирует в довольно широких пределах—от базальтоидного до кислого, а иногда с некоторым отклонением в сторону пород, сильно обогащенных глиноземом. В группах одноименных пород также отмечаются отклонения от средних типов, что объясняется рядом физико-химических процессов, происходивших в породах, и в первую очередь, в результате наложения метаморфизма. К концу каждого вулканического цикла характер магмы становится кислым с появлением богатых глиноземом разновидностей. Такая закономерность проявления и внедрения магмы во времени от основных к кислым, по-видимому, является одной из характерных особенностей магматизма вообще для складчатых областей.

Установлено также (см. диаграмму), 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 обычно имеют место в сравнительно узких пределах.

Среди юрских вулканических образований в петрохимическом отношении наибольший интерес представляют породы зеленокаменной толщи и кварцевые плагиопорфиры.

Процесс формирования зеленокаменной толщи был довольно длительным, что объясняется медленной эволюцией магматического очага, причем довольно ясно наблюдается направленность дифференциации магмы в сторону повышения кислотности ее. Следует отметить, что первые члены зе-

зеленокаменной толщи представлены порфиритами более основного состава, приближающимися к диабазам, которые в дальнейшем переходят в породы среднего состава, в значительной степени доминирующие в верхах этой толщи. В целом магма эта отвечает основному составу, характеризующемуся высокими содержаниями железо-магнезиальных окислов— CaO , MgO и FeO (фиг. 6) и низким содержанием щелочей.

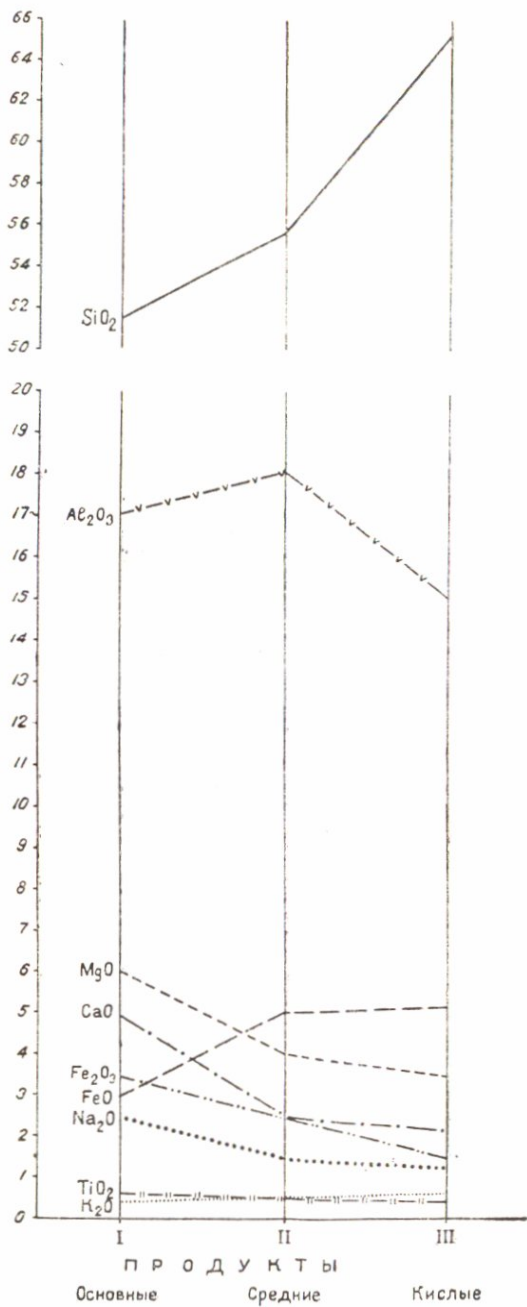
Отсутствие определенной закономерности в распределении отдельных разновидностей пород, слагающих эту толщу, и непостоянство последней указывает на существование не одного, а многочисленных вулканических кратеров, действовавших на сравнительно небольшой территории, и тем самым свидетельствует о характере вулканической деятельности, приближающемся к ареальному типу извержения. При этом следует отметить, что в начале вулканической деятельности извержения происходили почти непрерывно, в результате чего формировалась мощная толща лав, изредка перемежающихся с осадочным или пирокластическим материалом.

Петрохимический характер пород зеленокаменной эффузивной толщи хорошо иллюстрируется на вариационной диаграмме, составленной по методу акад. А. Н. Заварицкого (фиг. 7). Для сравнения здесь даны также данные средних составов аналогичных пород по Р. Дэли.

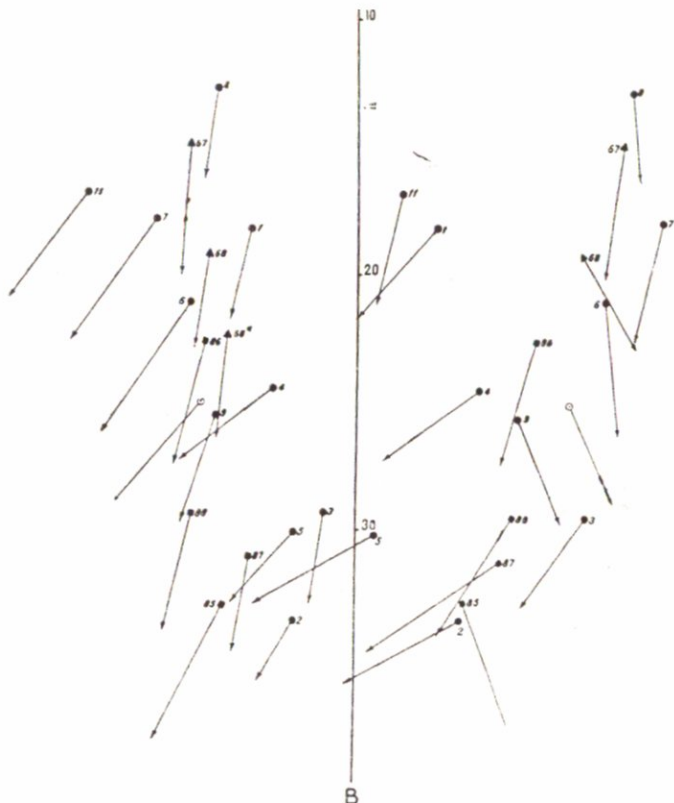
На диаграмме видно, что расположение фигуративных точек, характеризующих породы зеленокаменной толщи, близки к породам диабазового ряда по Р. Дэли.

Некоторое смещение фигуративных точек вправо от среднего типа по Р. Дэли объясняется альбитизацией пород описываемой толщи. На диаграмме также видно, что векторы поля ASB в большинстве случаев круто направлены вниз и длинные, что указывает на высокое содержание железа и магния в породах и сравнительно малое содержание кальция. Постепенный подъем точек вдоль линии SB указывает на повышение кислотности в отдельных разновидностях пород, что соответствует более кислым разновидностям толщи (анализы 1, 7, 8, 11, 67). Таким образом, магма, давшая эффузивы зеленокаменной толщи, представляла собой базальтовый расплав нормального известково-щелочного типа, дифференциация которого привела к образованию последовательного ряда дериватов с изменением во времени в сторону пойкиления от диабазов до андезитов-дацитов.

Расположение ареала фигуративных точек пород начальной стадии первого вулканического цикла юрского периода



Фиг. 6. Изменение состава пород зеленокаменной толщи Армении.



Вулканогенные образования толщи зеленонаменных пород

- Алавердского антимонитовая,
- ▲ Шамшадинского антимонитовая,
- Маганского антимонитовая

○ Средний тип диабазов по р. Дзели

НМ анализы соответствуют порядковому номеру
таблицы хим. анализов

Фиг. 7. Вариационная диаграмма вулканогенных образований нижней юры
Армянской ССР.

Армении на сводной диаграмме типов естественных ассоциаций вулканических горных пород по методу А. Н. Заварицкого (фиг. 12) показывает, что по химическому составу анализированные породы соответствуют средним и основным членам известково-щелочной серии пород новейших вулканических образований Тихоокеанской области.

После некоторого перерыва в верхнем байосе вновь начинается излияние уже дифференцированной до кислого состава магмы, давшей покровы и субвулканические тела кварц-плагиопорфирового состава. Излияние кислой лавы сменяется извержением взрывного характера, образующим вулканические брекчии, туфы и другие пирокластические продукты преимущественно дацитового состава, являющиеся крайними членами дифференционного ряда.

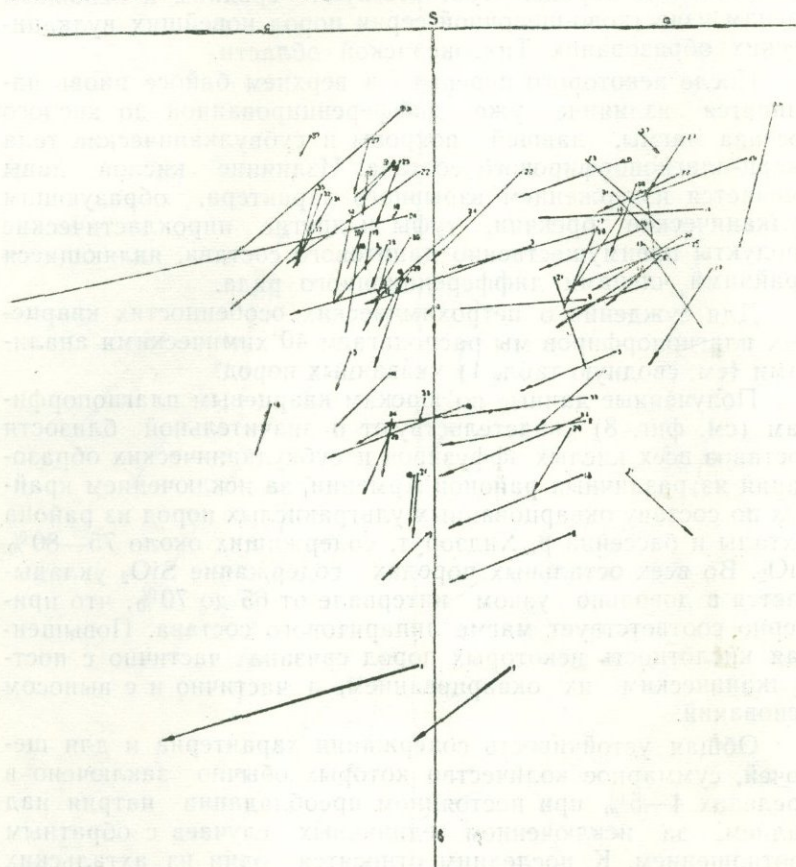
Для суждения о петрохимических особенностях кварцевых плагиопорфиров мы располагаем 40 химическими анализами (см. сводную табл. 1) указанных пород.

Полученные данные по юрским кварцевым плагиопорфирам (см. фиг. 8) свидетельствуют о значительной близости составов всех кислых эффузивов и субвулканических образований из различных районов Армении, за исключением крайних по составу окварцованных ультракислых пород из района Ахталы и бассейна р. Хндзорут, содержащих около 75—80% SiO_2 . Во всех остальных породах содержание SiO_2 укладывается в довольно узком интервале от 65 до 70%, что примерно соответствует магме липаритового состава. Повышенная кислотность некоторых пород связана частично с поствулканическим их окварцеванием, а частично и с выносом оснований.

Общая устойчивость содержания характерна и для щелочей, суммарное количество которых обычно заключено в пределах 4—5% при постоянном преобладании натрия над калием, за исключением единичных случаев с обратным соотношением. К последним относятся один из ахталских образцов, где преобладание калия выражено резко, возможно, в связи с серицитизацией, и два образца плагиопорфиров из экструзивной фации Шамшадинского района, в которых при общей (суммарной) низкой щелочности калия несколько больше. Эти небольшие отклонения, связанные, видимо, с местными локальными колебаниями в соотношениях между щелочами в расплаве, не меняют общего, в целом явно натриевого характера всей серии.

Более значительные колебания испытывает содержание щелочно-земельных окислов—железа, извести и магнезии. Содержание железа обнаруживает резкое повышение в не-

которых плагиопорфирах Ахталы, вероятно в связи с сильной измененностью этих пород. В связи с этими же процессами варьирует и содержание извести; относительно более устойчиво и постоянно содержание магнезии.



Фиг. 8 Диаграмма химических составов плагиопорфиров
по А. Н. Заварицкому.

№ 1—17 кварцевые плагиопорфиры северной части Армянской ССР (Алавердский рудный район), № 18—27 северо-восточной части Армянской ССР (Шамшадинский район), № 28—34 южной части Армянской ССР (Кафанский район) и D—средний тип кварцевых порфиров по Р. Дэли.

Нормативный ортоклаз при содержании 8—10% (в среднем) минералогически почти нигде не выражен и, видимо, полностью или почти полностью входит в состав основной массы (табл. 2).

Таблица 1

Химические составы типичных представителей юрских кварцевых плагипорфиров Армении и соседних областей

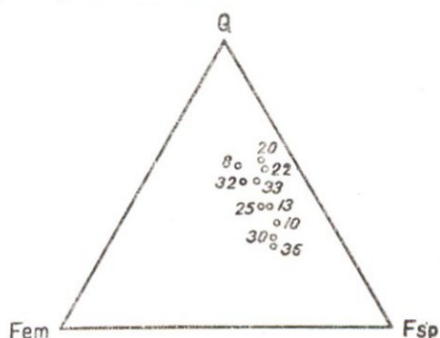
Компоненты	Район месторождения—Ахтала (северная Армения)									Из штольни месторождения Ахтала			Правый берег р. Дебед	Бассейн р. Учклиса				Шамшадинский район											Кафанский рудный район					Кафанский район				р. Шамхорчай	М-ние Чирагидзор	Ср. по Малому Кавказу	Хр. Карадаг (Крым)			Средний состав кварц. порфира по Дзели	Средний состав риолита по Нокольдсу																																																																																																																																																																																																																																																																								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46																																																																																																																																																																																																																																																																							
SiO ₂	66,82	68,20	78,24	70,02	66,82	72,66	61,70	79,76	68,12	72,05	69,52	62,55	73,82	70,80	65,56	68,20	71,20	71,86	72,68	65,26	67,39	66,74	67,64	73,90	72,22	72,02	68,71	70,58	69,15	78,44	70,00	64,95	64,37	71,18	66,77	73,96	69,42	66,96	72,50	72,36	73,16	69,27	74,27	70,86	72,36	73,66																																																																																																																																																																																																																																																																							
TiO ₂	0,22	0,36	0,26	0,29	0,35	0,27	0,47	0,39	0,35	0,32	0,37	0,65	0,22	0,50	0,25	0,30	0,30	0,23	0,37	0,27	0,49	0,35	0,30	0,54	0,27	0,27	1,07	0,13	0,23	0,17	0,60	0,48	0,15	0,48	0,56	0,40	0,39	0,63	0,08	0,25	0,21	0,78	0,72	0,73	0,33	0,22																																																																																																																																																																																																																																																																							
Al ₂ O ₃	12,06	14,88	11,25	12,70	14,78	11,80	12,95	13,07	13,17	14,83	11,00	13,39	12,47	11,02	16,83	12,79	12,34	11,10	15,65	12,56	15,36	13,78	14,74	11,51	13,28	12,43	10,49	12,59	12,06	10,26	14,25	12,14	17,26	11,64	12,93	15,77	14,84	14,05	14,53	13,35	12,21	14,11	13,85	13,55	14,17	13,45																																																																																																																																																																																																																																																																							
Fe ₂ O ₃	5,61	5,37	0,27	5,57	4,13	3,81	7,94	0,46	3,42	2,52	5,39	7,46	2,26	3,68	4,32	1,93	2,83	1,89	0,98	4,54	2,14	1,57	1,45	2,50	1,81	0,51	4,14	2,00	2,14	1,23	2,70	7,65	3,00	1,38	1,80	0,15	0,85	2,20	2,04	1,05	1,97	2,02	0,93	2,04	1,55	1,25																																																																																																																																																																																																																																																																							
FeO	1,37	0,61	0,70	1,57	2,57	2,57	—	0,42	4,64	0,36	2,80	0,29	1,46	Не опр.	—	3,06	2,14	2,32	1,81	1,02	2,80	3,20	2,71	2,47	2,22	3,19	3,10	1,33	1,03	1,48	3,28	3,57	1,52	1,94	2,89	1,58	2,66	2,87	1,32	2,34	1,27	2,18	1,55	2,07	1,01	0,75																																																																																																																																																																																																																																																																							
MnO	—	—	0,01	—	—	—	—	—	—	0,02	0,15	0,04	0,05	0,07	0,09	0,07	0,05	0,07	0,08	0,04	0,08	0,07	0,08	0,09	0,04	0,06	0,13	0,05	0,05	0,02	0,11	0,14	Сл.	0,12	0,11	0,04	0,07	0,11	0,21	0,04	0,03	0,07	Сл.	0,14	1,09	0,03																																																																																																																																																																																																																																																																							
MgO	3,54	1,01	1,40	0,89	1,46	1,36	0,77	0,21	2,69	0,09	2,14	1,27	1,78	2,16	2,02	1,73	0,77	0,63	0,76	1,46	2,78	2,83	1,84	1,52	0,91	2,71	2,29	1,21	0,93	0,72	2,53	2,83	1,12	1,34	1,31	1,00	2,45	2,90	1,12	0,58	0,67	1,24	0,86	0,23	0,52	0,32																																																																																																																																																																																																																																																																							
CaO	2,88	1,49	1,92	1,63	2,84	1,62	3,45	—	0,39	1,29	1,58	1,97	2,90	4,48	5,30	3,90	1,74	3,23	1,92	4,69	0,88	2,82	2,43	1,13	2,27	0,78	3,24	2,50	2,44	0,93	0,77	1,57	0,73	4,86	3,75	0,35	1,47	2,24	1,66	2,26	2,23	4,02	2,48	4,33	1,38	1,13																																																																																																																																																																																																																																																																							
Na ₂ O	3,33	1,05	0,96	0,93	3,18	4,21	2,67	2,00	1,34	3,13	1,73	4,26	2,90	2,93	0,40	2,16	4,87	3,11	4,17	3,60	6,0	4,0	5,19	3,06	3,41	3,76	3,03	2,66	3,87	0,24	2,58	1,82	2,68	2,22	2,87	2,97	3,22	2,92	3,87	4,18	3,88	2,98	2,28	2,54	2,85	2,99																																																																																																																																																																																																																																																																							
K ₂ O	1,77	2,70	1,22	4,70	0,29	0,20	2,08	1,43	1,86	2,93	2,13	2,85	0,96	1,18	0,19	1,47	1,53	1,50	1,24	0,72	0,35	1,30	1,26	1,35	0,73	2,90	1,51	1,30	1,66	1,93	0,46	1,15	2,23	1,70	1,44	0,16	0,91	0,87	1,46	0,59	1,12	1,24	1,35	1,74	4,56	5,35																																																																																																																																																																																																																																																																							
H ₂ O	0,21	—	0,63	0,14	0,45	0,17	0,38	0,24	0,51	—	0,27	0,21	0,12	0,12	0,24	0,10	0,36	0,36	1,52	0,20	0,43	0,51	0,32	0,20	—	0,16	0,57	0,86	0,23	—	0,22	0,20	1,01	0,28	0,55	0,48	0,43	0,79	1,03	1,33	0,58	1,84	0,55	1,02	1,09	0,78																																																																																																																																																																																																																																																																							
п. п. п.	3,08	4,65	2,89	2,25	2,26	1,91	7,09	1,92	3,29	2,39	3,36	4,44	1,52	2,24	2,72	4,25	2,12	3,38	0,12	6,60	2,21	2,43	2,12	2,46	2,90	2,16	2,22	4,52	6,45	—	3,08	3,60	3,75	3,10	4,74	2,86	2,95	2,79	—	—	—	—	—	—	—																																																																																																																																																																																																																																																																								
Сумма	100,89	100,32	99,85	100,69	99,13	100,58	99,50	99,90	99,78	99,93	100,44	99,38	100,46	99,18	99,92	99,96	100,15	99,68	99,30	100,96	100,91	99,60	100,08	100,73	100,06	100,95	100,20	99,73	100,24	96,42	100,58	100,10	99,16	100,24	99,72	99,72	99,65	99,33	100,12	100,56	99,15	99,87	99,75	99,85	99,91	100,00																																																																																																																																																																																																																																																																							
Аналитик	В. А. Бабаян	—	—	—	—	—	—	—	—	С. Серопян	—	—	В. А. Бабаян	Н. В. Осипова	—	—	—	В. А. Бабаян	З. Ш. Гаспарян	—	—	—	—	В. А. Бабаян	Г. Т. Григорян	—	—	—	—	—	А. А. Петросян	Н. В. Осипова	А. А. Петросян	Р. М. Ильницкий	Т. Т. Авакян	А. А. Петросян	Н. В. Осипова	Е. А. Свержинская	—	—	—	—	—	—																																																																																																																																																																																																																																																																									
Лаборатория	ИГН АН АрмССР	—	—	Хим. лаборатория ИМС, Ереван					—	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	Грузцветметразведка	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	И Г Н А Н А р м С С Р											ИГЕМАН СССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР	ИГН АН АрмССР

42

50

48 46 39 86
кто он есть!

Общее химическое родство и петрохимическая близость рассматриваемых пород выступает и при нанесении анализов на диаграмму нормативных составов.



Фиг. 9. Диаграмма нормативных составов юрских кварцевых плагинорфиров Армянской ССР.

Номера у точек соответствуют номерам анализов в сводной таблице плагинорфиров.

Содержание летучих составных частей, судя по анализам, сильно варьирует, что связано как с процессами метаморфизма и выветривания, так и с первично неравномерным содержанием их в исходной магме. В частности, для шамшадинских лав местами констатируется повышенное содержание P_2O_5 . О значительном локальном повышении содержания летучих в эффузивной магме («пироматге», по Риттману) в определенные периоды эволюции глубинного очага свидетельствует присутствие пирокластов, в частности лавобрекчий в разрезах толщи.

Приведенные данные, таким образом, позволяют, несмотря на отдельные отклонения, говорить о едином химическом типе магмы юрских плагинорфиров, насыщенной кремнеземом, относительно слабо насыщенной щелочами и основаниями, умеренно насыщенной глиноземом. Преобладание натрия над калием при общем низком содержании щелочей несколько отличает эту магму от среднего типа липаритовой, или риолитовой, по Дэли (к которому она ближе всего подходит по остальным характеристикам). Это обстоятельство подчеркивает некоторое своеобразие рассматриваемого типа магмы. Имеются также местные отклонения в сторону трахилипаритового (кальневый подтип) и липарито-дацитового (при повышении количества оснований) типов магмы.

Таблица 2

Нормативные составы некоторых юрских кварцевых плагиопорфиров
Армении

Минерал	№ анализа в сводной таблице кварцевых плагиопорфиров									
	8	10	13	20	22	25	30	32	33	36
Кварц—Q	62,58	39,58	43,84	37,1	23,6	45,04	33,69	47,57	45,06	33,39
Ортоклаз—Or	8,35	17,26	6,12	7,6	2,0	8,35	10,01	2,78	6,72	8,35
Альбит—Ab	16,78	26,74	24,64	37,9	54,5	26,21	32,53	22,02	15,73	24,64
Анортит—An	—	6,40	14,46	5,0	2,1	5,56	10,47	3,89	7,79	17,80
Корунд—Cor	8,26	4,08	1,32	7,2	5,2	2,85	—	8,05	1,94	—
Магнетит—Mt	0,23	0,23	3,24	1,0	2,3	3,70	2,55	2,35	10,91	2,54
Ильменит—Ilm	0,76	0,61	0,45	0,6	0,6	1,05	0,45	1,21	0,91	1,21
Гематит—Hmt	0,30	2,39	—	—	—	—	0,30	0,30	—	—
Гиперстен—Hg	—	—	—	1,5	2,1	5,39	—	—	—	5,64
Энстатит—En	0,50	0,30	4,42	2,1	7,6	—	1,60	6,22	7,03	—
Форстерит—Fs	—	—	39,0	—	—	—	—	—	—	—
Диопсид—Di	—	—	—	—	—	—	1,30	—	—	0,68

Ареал фигуративных точек этих пород, нанесенный на сводную диаграмму естественных ассоциаций вулканических пород по А. Н. Заварицкому (фиг. 12), занимает несколько иное положение, чем породы начальной стадии этого же вулканического цикла (см. фиг. 10), и соответствует кислым членам известково-щелочной серии.

Интересно отметить, что юрская плагиопорфировая серия пород Армении характеризуется также повышенной титанистостью с содержанием TiO_2 до 1%, тогда как в большинстве других образований этой формации она составляет обычно 0,3—0,4%.

Сопоставление химических особенностей кварцевых плагиопорфиров Армении с химизмом соответствующих им по составу эффузивных формаций альпийской зоны и других областей также подтверждает своеобразие химической природы описываемых пород (Лебедев, Малхасян, 1963).

Натровый характер магмы определяет кристаллизацию в полевошпатовой части кислого плагиоклаза, возможно, частью калисодержащего (точных определений не имеется из-за сильной измененности полевошпатовых фенокристов). В соответствии с этим преобладающий тип порфира может быть отнесен к «плагиолипариту» с местными отклонениями к липарито-дациту и трахилипариту. Несмотря на большую точность «неотипной» номенклатуры для эффузивов (Устиев 1959), приходится в данном случае отдать предпочтение тер-

мину «кварцевый плагиопорфир», в свое время предложенно-му Ш. А. Азизбековым (1943) для аналогичных пород азербайджанской части Малого Кавказа, так как кислый состав описываемых образований, существенно натриевый их характер, наличие плагиоклаза состава альбит-олигоклаз-андезин, отсутствие или редкость фенокристов калишпата позволяют породы указанных образований отнести к указанным разновидностям—кварцевым плагиопорфирам.

Формированием толщи кварцевых плагиопорфиров завершается первый цикл вулканической деятельности юры. С завершением первого цикла наступает некоторый покой. На значительной территории описываемой области господствуют морские условия.

Второй цикл вулканической деятельности на территории Армении по своему размаху значительно уступает первому. Он проявляется в виде отдельных небольших извержений и выражается немоощными, на небольшой площади, образованиями в основном среднего и основного состава.

В среднеюрское время, помимо формирования кварцевых плагиопорфиров и кератофиров, являющихся заключительными аккордами первого вулканического цикла, формировались также разные порфириты, относящиеся уже ко второму циклу магматической деятельности.

Вариационная диаграмма по вулканическим образованиям средней юры показывает, что проанализированные породы значительно отличаются от типичных пород щелочно-земельной ассоциации (фиг. 10).

Обращает на себя внимание направленность большинства векторов поля ASB в левую сторону, свидетельствующая о пересыщенности пород глиноземом. Это обстоятельство 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 Р. 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 дифференционному ряду пород, возникших из общего магматического очага. Особенности химизма среднеюрских вулканогенных образований подтверждают приведенные выше положения о последовательности образования и особенности состава вулканогенных образований.

Продукты вулканизма верхнеюрского времени характеризуются также устойчивым повышением содержания глинозема, однако среди них встречаются порфириды и диабазы, имеющие нормальный характер (фиг. 11). Как в среднеюрское время, здесь также наблюдается резкий наклон векторов поля CSB вниз, свидетельствующий о значительном содержании Na_2O над K_2O , что в основном является результатом альбитизации пород.

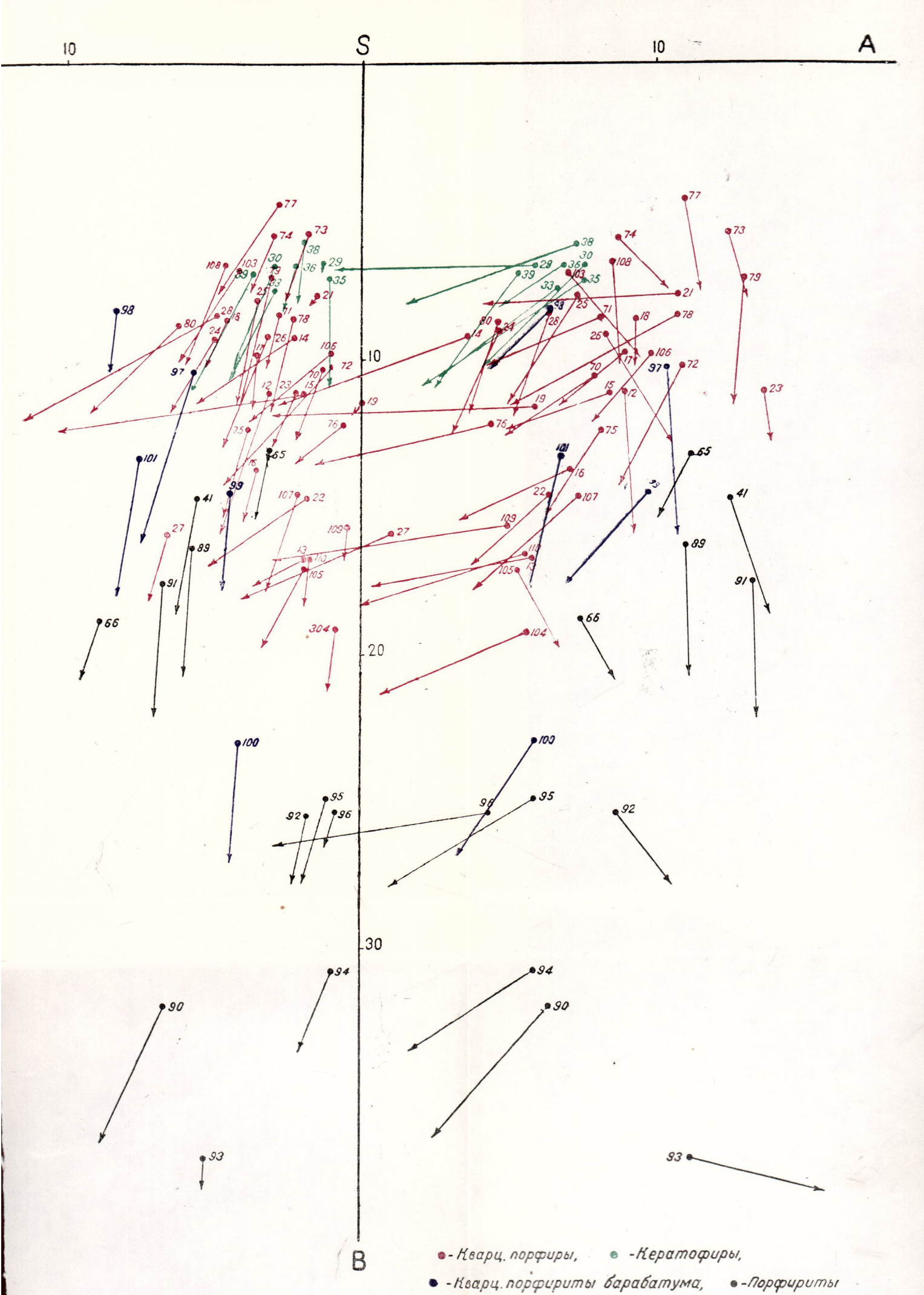
Ареалы фигуративных точек вулканических пород как батского, так и верхнеюрского возраста (за исключением альбитофиров) занимают примерно такое же положение, что и породы начальной стадии первого вулканического цикла, т. е. соответствуют средним и основным членам известково-щелочной серии (фиг. 12).

Юрский этап вулканизма в северной и южной Армении завершился внедрением больших массивов альбитофиров, являющихся крайними кислыми членами дифференцированного магматического очага.

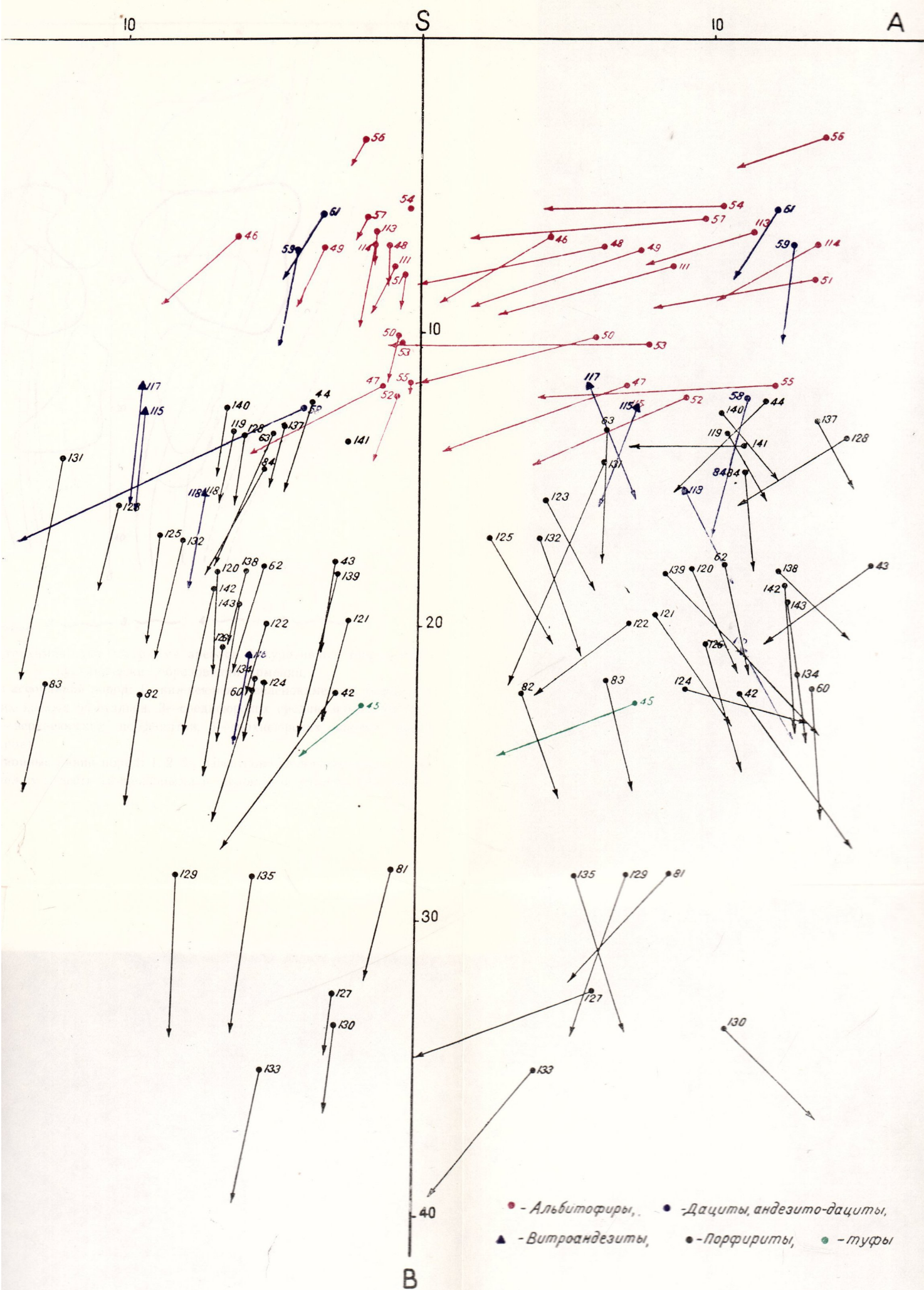
В петрохимическом отношении они тождественны и характеризуются высоким содержанием SiO_2 (71—80%) и преобладанием, хотя и не резким, Na_2O над K_2O . В некоторых анализах по южной Армении (обр. 13, 15, 92 и др.) обращает на себя внимание повышенное содержание окиси натрия, что, по всей вероятности, следует связывать с привнесом натрия в процессе альбитизации, а в анализах обр. № 91 и 92/65—повышенное содержание калия. Последнее, пересчитанное на нормативное содержание минералов, показывает, что нормативное содержание калиевого полевого шпата (ортоклаз—?) в образцах соответственно достигает 12,8 и 20,6% при полном отсутствии его минералогического проявления. Отчасти же, очевидно, 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. № 1836 характерно повышенное содержание суммарного (и особенно закисного) железа. Этот образец представлен темно-фиолетовой разновидностью альбитофиров. В анализе № 1—19, заимствованном из работы О. С. Степаняна, обращает внимание повышенное содержание CaO (4,9%), что, видимо, следует объяснять карбонатизацией породы, из которой был отобран образец.

По своей химической природе юрские альбитофиры очень близко стоят к риолитовому ряду изверженных пород.

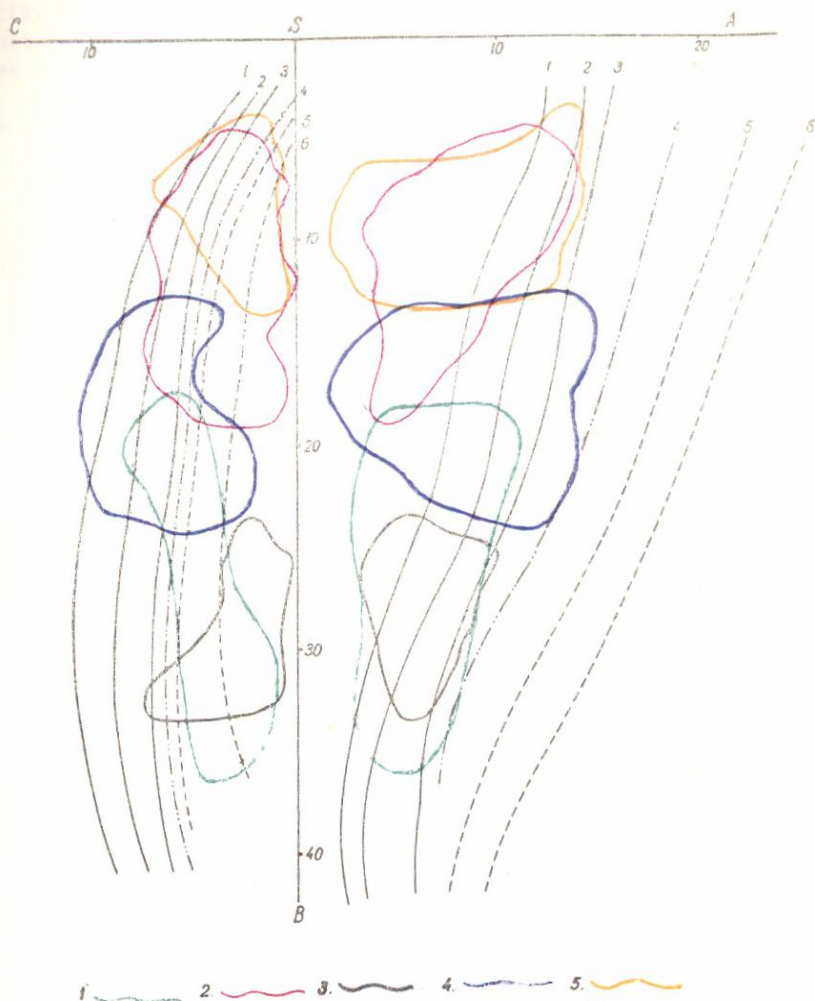
Наличие мелких ксенолитов вмещающих пород, нередко сохранивших свои первоначальные элементы залегания, в приконтактовых частях альбитофировых массивов свидетель-



Фиг. 10. Вариационная диаграмма вулканогенных образований средней юры Армянской ССР.



Фиг. 11. Вариационная диаграмма вулканогенных образований верхней юры Армянской ССР.



Фиг. 12. Петрохимическая диаграмма ареалов фигуративных точек юрских вулканических образований Армении.

Группы ассоциаций пород: 1—нижнеюрской зеленокаменной толщи, 2—среднеюрских кислых эффузивов, 3—среднеюрских средних и основных порфиритов, 4—верхнеюрских порфиритов, 5—верхнеюрских кислых пород (альбитофиров).

Вариационные линии пород: 1, 2, 3—известково-щелочного ряда, 4—переходные между известково-щелочными и щелочными рядами, 5, 6—щелочного ряда.

ствует о большой вязкости магмы и о ее медленном, спокойном внедрении. Очевидно, магма в силу большой вязкости, не растекаясь, затвердевала на месте.

Следов резкого механического воздействия субвулканических тел на вмещающие породы также не отмечается. В отдельных местах можно наблюдать некоторое плавное вздымание пластов вмещающих туфоосадочных пород, что еще раз подтверждает мнение о том, что подъем магмы происходил под высоким давлением, но в спокойной обстановке, без взрывов.

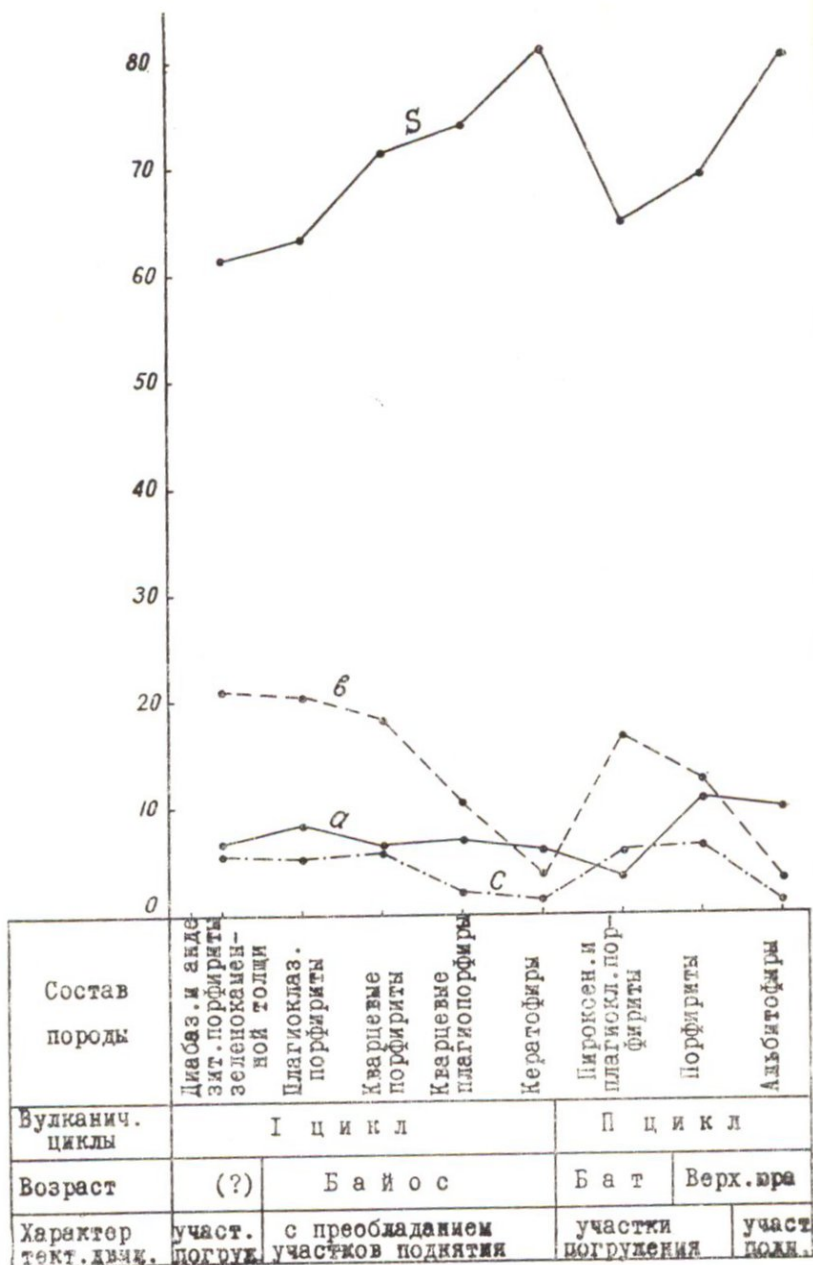
Практически полное отсутствие контактовых изменений свидетельствует о бедности магмы летучими компонентами, что, в свою очередь, наряду с другими факторами, говорит о близповерхностном формировании этих образований.

Юрские альбитофиры Армении, при сопоставлении с аналогичными образованиями соседних областей, показывают полную тождественность.

В целом анализируя петрохимические особенности юрских вулканогенных образований Армянской ССР, замечаем, что образование магматических пород происходило в ходе ряда последовательных излияний и по своему составу они в общем соответствуют магме средне-основной кислотности. Вулканизм юрского периода начинается излиянием порфиров зеленокаменной толщи, позже он развивается в сторону повышения кислотности, образуя мощные толщи кварцевых плагнопорфиров, а затем магма снова приобретает основной характер, изливая продукты умереннокислого состава.

Однако, несмотря на такой широкий диапазон проявлений вулканизма, дававшего продукты от основного до кислого состава, извержение их во времени происходило довольно закономерно и при этом сохраняя основные, «кровные» характерные черты пород. Такую сложную эволюцию магматической деятельности, по-видимому, следует объяснить, с одной стороны, тектоно-магматическим развитием области, а с другой—гетерогенным составом магмы.

Анализ петрохимических особенностей, приводимый выше, прямым образом подтверждает геологические данные о выделении двух циклов вулканической деятельности в юрский период. Составленная по методу М. А. Фаворской (1956) диаграмма позволяет высказать определенные суждения о цикличности вулканических процессов и составе юрских вулканических пород, связанном с характером движений земной коры (фиг. 13). На оси абсцисс этой диаграммы отмечены геологическое время, вещественный состав пород и характер тектонических движений, а по оси ординат—величина основ-



Фиг. 13. Цикличность юрских вулканогенных пород Армении.

Средние химические составы главных разновидностей юрских вулканогенных образований Армении

Оксиды	Породы Алавердского антиклинория						Породы Шамшадинского антиклинория				Породы Кафанского антиклинория								Средние по всей Армении			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	54,75	69,60	77,26	56,21	74,35	64,76	57,42	56,38	71,11	55,69	55,76	61,14	68,30	73,81	54,97	48,59	54,67	49,32	56,01	69,67	55,05	74,08
TiO ₂	0,54	0,35	0,19	0,71	0,15	0,47	0,53	0,60	0,36	0,48	1,27	0,55	0,57	0,47	0,87	1,97	1,37	1,00	0,57	0,43	0,82	0,31
Al ₂ O ₃	16,99	13,03	10,51	18,41	13,67	15,30	15,43	16,39	12,43	16,01	16,56	16,65	12,48	13,35	16,19	17,97	16,60	17,74	16,19	12,65	16,99	13,51
Fe ₂ O ₃	4,26	3,92	2,01	4,53	1,93	1,69	4,38	2,78	2,26	5,32	4,97	4,31	4,18	2,87	4,23	3,62	6,17	5,61	3,52	3,45	4,94	2,40
FeO	4,98	2,50	0,73	4,16	0,73	3,16	6,62	5,45	2,12	5,23	5,35	1,63	3,24	0,29	5,30	5,99	2,65	3,22	5,21	2,95	4,91	0,51
MnO	0,13	0,04	0,11	0,15	0,05	0,07	0,17	0,16	0,07	0,21	0,16	0,09	0,12	0,05	0,10	0,20	0,14	0,15	0,15	0,08	0,18	0,05
MgO	4,67	1,47	0,93	3,48	0,84	2,44	1,96	4,16	1,09	3,66	4,36	2,52	2,75	0,32	2,95	5,09	1,88	6,06	4,41	1,77	3,83	0,88
CaO	4,55	2,57	1,74	3,81	1,18	2,90	5,58	5,11	1,21	7,28	4,89	5,31	1,53	1,01	7,85	6,12	6,69	5,67	5,58	2,10	5,33	1,10
Na ₂ O	2,86	2,33	2,88	5,92	3,24	3,32	3,26	3,17	3,32	2,81	3,69	3,65	2,44	4,61	2,95	4,09	4,33	4,40	2,92	2,70	4,31	3,92
K ₂ O	0,62	2,56	1,20	0,72	1,90	1,86	1,33	0,68	1,63	0,73	0,83	0,56	0,83	1,52	0,79	0,70	1,39	1,31	0,85	1,41	0,76	1,61
H ₂ O	0,74	0,20	0,50	0,88	0,42	0,26	1,36	2,72	0,38	0,14	0,61	0,47	0,40	0,42	0,34	0,61	0,69	1,25	1,73	0,33	0,38	0,52
п.п.п.	5,52	2,60	2,60	2,32	1,57	2,30	2,24	0,28	3,19	2,50	3,28	3,21	3,16	1,28	3,49	5,29	3,64	4,36	2,87	2,98	2,73	1,38
Сумма	100,21	100,37	99,36	100,80	99,98	100,33	100,28	99,98	100,19	100,06	100,03	100,08	100,00	100,00	100,03	100,24	100,30	99,99	100,21	100,52	100,23	100,17

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	6,1	5,4	6,3	14,2	9,3	12,6	9,5	9,3	9,3	7,4	10,3	9,3	6,9	11,7	7,5	10,8	12,3	12,4	7,0	7,9	11,0	10,3
b	5,7	5,1	2,0	4,8	1,3	3,5	6,0	6,4	2,6	7,5	6,2	6,8	1,8	1,1	7,4	7,7	5,6	6,4	6,7	2,5	6,5	1,2
c	21,6	15,6	4,6	15,4	8,9	9,5	15,3	19,2	7,6	18,4	18,3	10,5	16,4	6,9	17,3	19,6	14,9	20,3	22,4	11,3	16,4	7,9
s	65,8	73,7	86,3	65,6	80,3	74,6	69,0	64,9	80,3	66,6	64,9	73,4	74,8	80,5	67,5	61,9	67,1	60,7	63,7	78,1	66,0	80,3
a'	20,4	2,4	17,3	9,0	59,4	8,6	—	—	24,7	—	3,1	4,0	33,6	49,4	—	—	—	—	—	—	56,9	—
c'	—	—	—	—	—	—	7,4	8,9	—	9,6	—	—	—	—	15,9	2,3	20,4	4,6	35,6	50,9	—	30,0
f'	41,2	50,6	50,7	52,2	25,4	48,1	70,0	53,9	51,3	54,6	54,5	53,0	39,2	43,0	53,3	49,2	57,0	41,5	32,9	17,1	41,3	17,9
m'	38,2	47,0	32,0	38,7	15,2	43,1	22,4	37,1	23,9	35,2	42,3	42,7	27,2	7,5	30,7	48,1	22,4	53,7	31,4	32,0	1,7	52
Q	14,5	31,7	54,2	—1,0	40,9	20,3	13,2	5,0	39,6	10,0	3,0	21,2	34,1	36,7	12,9	—5,5	4,1	—9,6	6,9	38,1	23,6	39,1

1. Порфиры зеленокаменной толщи Алавердского антиклинория (средн. из 10 обр.). 2. Кварцевые плагипорфиры Алавердского рудного района (средн. из 16 обр.). 3. Кератофиры Алавердского рудного района (средн. из 10 обр.). 4. Среднеюрские порфиры Алавердского антиклинория (средн. из 10 обр.). 5. Альбитофиры Алавердского антиклинория (средн. из 13 обр.). 6. Андезито-дациты (субвулк.) (средн. из 4 обр.). 7. Порфирит Красносельского района (средн. из 3 обр.). 8. Порфирит зеленокаменной толщи Шамшадинского антиклинория (средн. из 3 обр.). 9. Кварцевые плагипорфиры Шамшадинского антиклинория (средн. из 20 обр.). 10. Плагипорфиры Гей-дага. 11. Порфиры зеленокаменной толщи Кафанского антиклинория (средн. из 8 обр.). 12. Барабатумские порфиры Кафанского антиклинория (средн. из 15 обр.). 13. Кварцевые плагипорфиры Кафанского рудного района (средн. из 11 обр.). 14. Альби тофиры Кафанского антиклинория (средн. из 10 обр.). 15. Верхнеюрские андезит-порфиры Кафанского антиклинория (средн. из 15 обр.). 16. Верхнеюрские диабазовые порфиры Кафанского антиклинория (средн. из 13 обр.). 17. Верхнеюрские порфиры Алавердского антиклинория (средн. из 8 обр.). 18. Верхнеюрские порфиры Шамшадинского антиклинория (средн. из 5 обр.). 19. Порфиры зеленокаменной толщи. 20. Кварцевые плагипорфиры. 21. Среднеюрские порфиры. 22. Альбитофиры.

ных химических характеристик—а, с, в и s различных типов пород юрской вулканогенной формации, вычисленных по методу А. Н. Заварицкого (табл. 3). Построенные по такому способу диаграммы позволяют судить об изменении химического состава вулканических пород во времени и дают возможность сопоставлять отдельные магматические акты с определенными типами тектонических движений. Хорошо заметно, как излияния основных и средних магм совпадают с периодом опускания отдельных участков земной коры. В дальнейшем, по мере смены знака тектонических движений на положительный, состав магмы меняется и на поверхности появляются ее кислые дифференциаты. В составленной по методу М. А. Фаворской диаграмме, линии, соединяющие отдельные точки составов, не указывают на постепенное появление в соответствующие моменты времени пород всех промежуточных составов, а имеют единственной целью подчеркнуть общее направление изменения составов.

Как видно из диаграммы, кривые, соединяющие составы эффузивных пород, имеют два резких излома, которые соответственно отвечают двум циклам вулканической деятельности в юрский период. Первый из них начинается в нижней (?) юре, выражается излиянием порфиритов зеленокаменной толщи и завершается в конце байоса излиянием кислых лав, а второй цикл начинается в бате излиянием порфиритов средней кислотности и кончается излиянием кислых лав уже в конце верхней юры.

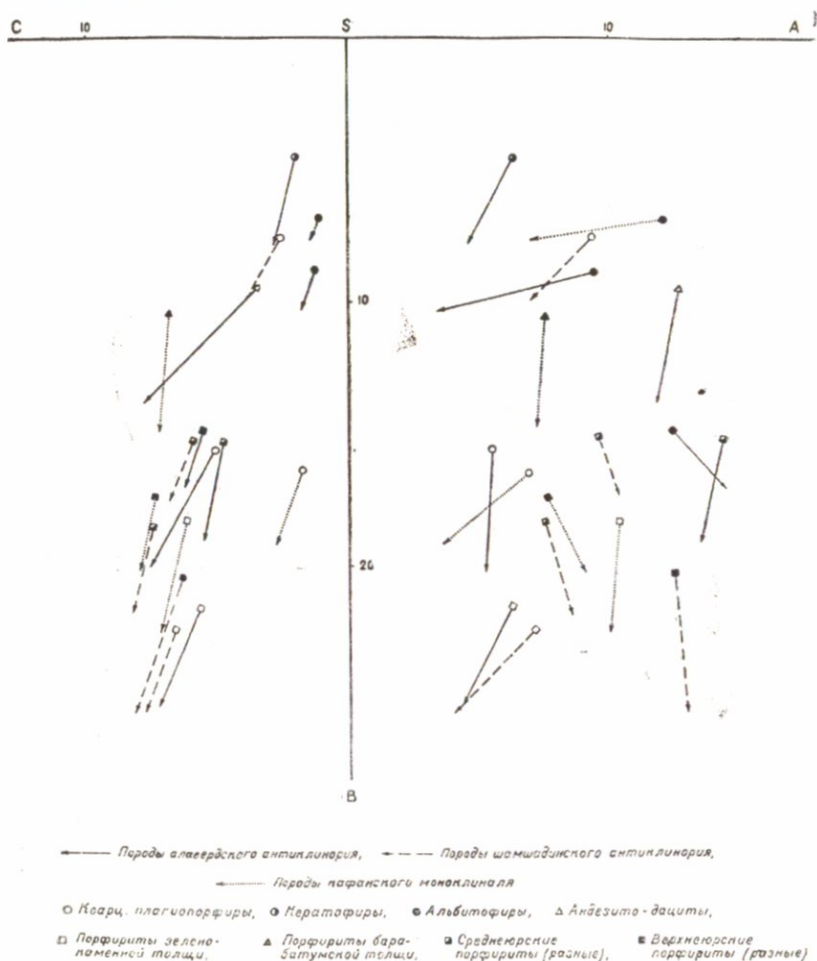
Результаты химических анализов юрских вулканических пород и их отражение на вариационной диаграмме числовых характеристик, составленной по методу А. Н. Заварицкого (фиг. 14), показывают следующую картину:

1. На диаграмме отчетливо видно, что расположение фигуративных точек, характеризующих основные разновидности эффузивных образований, указывает на близость пород к эффузивам базальтового типа по Р. Дэли. Некоторое смещение точек вправо от нормального ряда обусловлено албитизацией пород основного состава. На относительно высокое содержание натрия в плагиоклазах указывает и близкое к вертикальному направление векторов в левой части диаграммы.

2. На диаграмме видно также, что породы кислого ряда—эффузивные и субвулканические плагиопорфиры, а также гранит-порфиры бассейна р. Хидзурт по химизму близки друг к другу. Они похожи также минералогически и геохимически. Это обстоятельство дает нам возможность говорить о геологической близости во времени формирования их и вероятной преемственности магматических очагов и высказать

мнение об их комагматичности, т. е. о существовании в описываемой нами области эффузивно-интрузивных комплексов.

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



Фиг. 14. Диаграмма средних химических составов юрских эффузивных и субвулканических пород Армянской ССР.

кальциевыми. Содержание окиси натрия в породах почти постоянно и в значительной степени преобладает над окисью калия. Это получило свое выражение и на диаграмме, поло-

жением векторов поля CSB, где их значительный наклон указывает на резкое преобладание натрия над калием.

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

5. В породах описываемой формации суммарное количество железа обычно колеблется в широких пределах и иногда достигает до 15%. Характерной особенностью описываемых пород является то, что в большинстве случаев закисное железо (FeO) преобладает над окисным (Fe_2O_3), что, по-видимому, связано с подводными условиями излияний.

6. Содержание MgO также колеблется в широких пределах от 0,07 до 10,5%. При этом намечается следующая закономерность: в начале вулканического цикла в основных лавах, в частности в породах зеленокаменной толщи и в байосских порфиритах, отмечается повышенное содержание MgO , которое к концу цикла постепенно понижается, достигая минимума в кварцевых плагиопорфирах, кератофирах и альбитофирах.

7. Содержание CaO испытывает еще большие колебания (0,5—16,5%), чем MgO . Такое колебание CaO в породах следует объяснить также наличием миндалинов в отдельных разновидностях пород, а также, по-видимому, альбитизацией, сопровождавшейся образованием целого ряда побочных продуктов—прежде всего кальцита, а также эпидота, хлорита и магнетита.

8. Суммарное содержание щелочей Na_2O и K_2O сравнительно устойчиво и обычно не превышает 4—5%. При этом окись натрия, как указывалось выше, всегда преобладает над калием, содержание которого обычно не превышает 1—2%. Причем постоянное преобладание Na_2O над K_2O отмечается как в основных и средних, так и в кислых разновидностях пород.

9. Содержание кристаллизационной воды обычно большое (иногда до 8—10%), что объясняется постоянным содержанием хлорита в породах. В бедных хлоритом породах—в кварцевых плагиопорфирах, кератофирах и альбитофирах количество воды составляет наименьшее количество и колеблется обычно в пределах 0,5—1%.

Наиболее важным выводом, к которому приводят результаты химического изучения пород юрской вулканогенной формации описываемого района, является то, что они по хи-

мизму и петрографическим особенностям отвечают не спилито-кератофировой формации (как это считает П. Ф. Сопко), а базальто-дацитовый (липаритовой). Химический облик последних варьирует в довольно широких пределах—от типично основных к кислым. Породы эти характеризуются преобладанием щелочных алюмосиликатов над кальциевыми и резким преобладанием натрия над калием. Обычно они пересыщены глиноземом и характеризуются повышенным содержанием железа, с преобладанием закисного железа над окисным, и MgO при сравнительно малом количестве CaO . Закономерное распределение роя векторов на щелочном координационном поле ASB указывает на направленность эволюции магмы от основного к кислому составу, главным образом соответствующей основной числовой характеристике «в» от 35 до 10.

Характеризуя химический состав юрских вулканогенных образований по отдельным периодам, можно отметить, что в нижнеюрское (?) время в основном происходило формирование сложной толщи зеленокаменных пород. Значительная часть образцов пересыщена глиноземом.

В среднеюрское время помимо формирования разных типов порфиров, кварцевых плагиопорфиров и кератофиров в области широким развитием пользуются субвулканические явления.

Обращает внимание направленность большинства векторов поля ASB в левую сторону, свидетельствующая о пересыщенности пород глиноземом. Это обстоятельство 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 Р. 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, принадлежащие к нормальному ряду пород. Как в среднеюрское время,

здесь также наблюдается резкий наклон векторов поля CSB вниз, свидетельствующий о значительном преобладании Na_2O над K_2O . Последняя петрохимическая черта юрских вулканогенных образований, т. е. значительное преобладание Na_2O над K_2O , является одной из принципиальных особенностей для отличия их от аналогичных эффузивных образований третичного времени.

Вышеприводимый материал позволяет допустить, что родоначальной магмой, породившей разнообразные типы пород описываемой формации, явилась, по-видимому, базальтовая. Все породы образовались от нее или путем дифференциации или глубинной ассимиляцией вмещающих пород, на что указывают близкие «кровные» черты почти всех описываемых пород.

Питание вулканов происходило, вероятно, из единого подкорового магматического резервуара, поскольку, как мы отметили, по составу все эффузивные образования описываемой области довольно близки между собой. Такое представление о возможной форме магматических камер можно получить путем сравнения их с современными вулканами Камчатки. Как отмечает Б. И. Пийп (1958), «можно предполагать, что под всеми вулканами Камчатки протягивается единая, поднятая в полость трещины инъекция магмы, в одних случаях поднимавшаяся высоко и распространившаяся в стороны, в других—оставшаяся в корнях трещины и малоразвитая. Под Ключевскими вулканами эту инъекцию можно представить в виде линзообразного в горизонтальном сечении тела, вытянутого 100×30 км».

Согласно геофизическим данным, по Г. С. Горшкову (1956), магматический очаг этой группы вулканов залегает на глубине 50—60 км в форме плоской линзы мощностью около 10—12 км и диаметром около 30 км. Эти представления вполне приемлемы и для объяснения магматических очагов и их извержений для описываемой нами области.

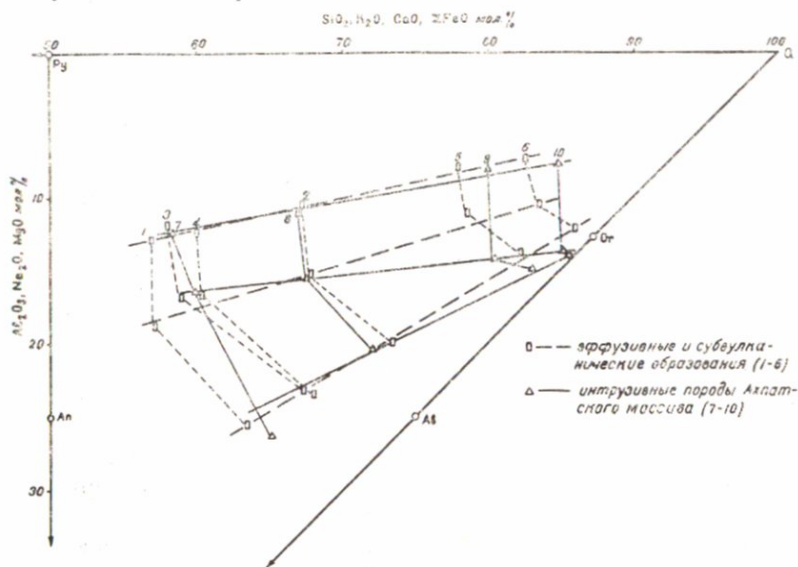
Касаясь вопроса происхождения магмы в юрский период и ее эволюции, связанных со складкообразованием региона, следует отметить, что в затрагиваемой проблеме важным является вопрос выяснения генезиса плагиогранитовых пород. Как известно, в настоящее время большинство исследователей происхождения плагиогранитов связывает с зарождением базальтовой магмы ассимиляцией ею гранитного вещества и с дальнейшей эволюцией магмы; другие объясняют происхождение плагиогранитов процессом ассимиляции гранитной магмой известняковых отложений. Для решения этого вопро-

са—генетической принадлежности плагиогранитов к производным базальтовой или гранитной магм по Д. С. Штейнбергу и В. Г. Фоминых (1961), определенный интерес представляет содержание титана в акцессорном магнетите. По данным Р. Л. Мелконяна (1966), количественный спектральный анализ акцессорного магнетита, точнее титаномагнетита, из плагиогранитов Ахпатского интрузива показывает резко повышенное содержание титана в пределах от 8 до 10%, соответствующее полю гранитоидов базальтоидного ряда. Объяснить такие резко повышенные содержания титана влиянием явлений гибридизма на исходный гранитный расплав автор не находит возможным, так как в более основных породах—эндоконтактовых кварцевых диоритах Шнох-Кохбского массива, с доказанными признаками гибридизма, содержание титана в магнетитах доходит лишь до 1,23%, понижаясь до 0,92% в гранитах главной интрузивной фации. Доводы автора достаточно убедительны для объяснения происхождения плагиогранитного расплава из базальтовой магмы.

С целью выявления геохимических критериев связи между породами различных фаций важным является использование элементов группы железа для установления их комагматичности. Рассмотрение поведения этих элементов в породах различных фаций среднеюрского магматического комплекса указывает на их сравнительно повышенные содержания в эффузивных и субвулканических породах (Малхасян, 1964; Мелконян, 1966). Это обстоятельство, наряду с их геолого-тектоническим положением, позволяет высказать мнение о генетической связи эффузивных и субвулканических образований и считать их за производные исходной базальтовой магмы.

С целью выявления петрохимических особенностей эффузивных, субвулканических и интрузивных образований Р. Л. Мелконяном (1966) использована семикомпонентная диаграмма В. Н. Лодочникова (фиг. 15), которая позволяет проследить процесс дифференциации главных породобразующих окислов. Рассмотрение диаграммы (приводится по Р. Л. Мелконяну) указывает на комплементарность составов эффузивных и субвулканических пород, четко различающуюся от линии комплементарности составов интрузивных пород. При одновременном увеличении SiO_2 в обоих случаях наблюдается заметное уменьшение Al_2O_3 , резкое уменьшение Fe_2O_3 и FeO , повышение суммы K_2O и Na_2O с отчетливым преобладанием Na_2O над K_2O . Некоторое различие в темпе изменения различных окислов и их абсолютных содержаниях нашло

свое выражение в несколько различном расположении комплементарных линий эффузивных и субвулканических пород, с одной стороны, и интрузивных—с другой. Последнее обстоятельство автор объясняет автономностью магматических очагов указанных пород.



Фиг. 15. Семикомпонентная диаграмма соотношений эффузивных, субвулканических и интрузивных образований на примере Алавердского антиклинория (по Р. Л. Мелконяну).

Анализируя приведенный материал, замечаем, что внедрение Ахпатского, Тавушского и Хндзорутского массивов происходило в средней юре в связи с предкелловейской фазой складчатости в период эвгеосинклинального режима Сомхето-Карабахской зоны.

Рассматривая взаимоотношения между юрскими гранитоидными интрузиями и кислыми эффузивными и субвулканическими образованиями области, а также учитывая петрографическую близость этих пород и тесную пространственную и возрастную их близость можно высказать мнение, что весь указанный комплекс пород является комагматическими образованиями.

НЕКОТОРЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ, СВЯЗАННЫЕ С ЮРСКИМ ВУЛКАНИЗМОМ

Выше были приведены основные петрогенетические черты юрских вулканогенных образований Армении. Помимо

рассмотрения общих закономерностей развития (эволюции) «юрской» магмы в пределах Армении, ниже на основе собранного богатого материала обсуждаются некоторые специальные вопросы, связанные с генезисом магмы кислых эффузивов и значением миндалит для выяснения строения и природы лавовых потоков.

*О генезисе магмы
кислых эффузивов*

Одной из очень существенных и еще мало разработанных проблем является вопрос о происхождении магмы кислых эффузивов. Как указывал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (Левинсон-Лессинг, Дьяконова-Савельева, 1933), в применении к эффузивной фации разрешение вопроса о природе кислой магмы представляет особенный интерес.

В соответствии с современными петрологическими концепциями в 1963 г. А. П. Лебедевым и Э. Г. Малхасяном были выдвинуты и обсуждены несколько возможных объяснений генезиса кислых эффузивов:

1. Кислая магма плагиопорфиров связана с самостоятельными очагами кислой магмы, возникшими в силу тех или иных причин в земной коре.

2. Магма юрских порфиров имеет палингенную природу и возникла в результате локального переплавления материала кислого субстрата при процессах орогенеза.

3. Кислая магма юрских эффузивов связана генетически с той же базальтовой магмой, которая дала огромные накопления лав и пирокластов в нижней и верхней юре и является ее прямым дифференциатом.

4. Магма кислых эффузивов имеет ассимиляционный генезис и образовалась вследствие взаимодействия или контаминации первичного базальтового расплава кислыми породами субстрата с образованием гибридных расплавов или «вторичных магм».

При попытке применения той или иной из петрологических гипотез для толкования генезиса юрских плагиопорфиров описываемой территории следует, конечно, иметь в виду возможную гетерогенность отдельных членов этой формации, образование которых могло идти различными путями. Однако отмеченные обстоятельства—присутствие некоторой общей химической, петрографической и геологической специфики пород этой формации—дают нам возможность рассматривать проблему происхождения данной формации в целом.

1. Гипотеза о происхождении кислой эффузивной магмы из самостоятельных очагов кислой магмы, которые бы возникли в соответствующие периоды в земной коре, является очень спорной. Здесь неизбежно возникает вопрос о причинах

появления подобного ряда очагов в земной коре, о природе первоначального субстрата, об источнике кислого силикатного материала, т. е. именно те вопросы, которые касаются уже общей проблемы происхождения гранитов. Действительно, во многих частях мира мы наблюдаем местами непосредственную связь кислых эффузивов с глубинной магмой, породившей ниже или близко расположенную гранитную интрузию и, следовательно, можем рассматривать кислые эффузивы как дериваты того же гранитного очага. Однако отсутствие такого рода прямых данных именно для описываемой формации Армении заставляет думать, что зарождение кислой магмы в этом случае шло иным, не «гранитным» путем, а было связано скорее с теми же эффузивными процессами, которые и на предшествовавших и на последующих этапах развития юрского и вообще мезозойского вулканизма дали огромное количество лав и пирокластов основного состава.

2. Гипотеза о палингенном зарождении очагов кислой магмы, т. е. о возникновении дифференциации переплавления более древних пород, также может быть привлечена как одно из возможных объяснений. Однако следует полагать, что если стать целиком на точку зрения о палингенном происхождении кислой магмы описываемых кислых эффузивов, то не могут быть объяснены указанные закономерности в химическом составе кислых лав, которые не увязываются с гипотезой палингенеза. Переработка разнообразного по составу субстрата, очевидно, не могла бы создать наблюдаемой закономерной выдержанности химического состава, характерного для большей части кислых эффузивов, сохраняющих в общем определенную химическую специфику. Кроме того, условия для палингенного зарождения кислой магмы, вероятно, должны были быть наиболее благоприятными в глубоких слоях коры или мантии, тогда как в генезисе вулканических ассоциаций их роль не могла быть столь значительной.

3. Серьезное подтверждение получает гипотеза о «базальтовом» первоисточнике магмы кислых эффузивов Армении в факте постоянной приуроченности распространения этих кислых эффузий к местам развития мощных толщ лав основного состава (различные порфириды и другие основные эффузивы нижней и средней юры Малого Кавказа), суммарный объем которых намного превосходит объем кислых эффузивов. Связь последних с вулканогенными сериями базальтового или андезитового состава характерна как для описываемой формации Армении, так и для многих других регионов современного древнего вулканизма, например для неогенового вулканизма Грузии (Схиртладзе, 1958).

Здесь можно увидеть разности переходного состава пород, присутствие которых является необходимым в случаях нормального прогрессивного хода дифференциации магмы, первичного базальтового очага. Однако количественные соотношения между основными и кислыми членами крайне несообразны, отсутствуют «компенсирующие» излияния лав ультраосновного состава. Все эти обстоятельства затрудняют применение этой гипотезы в ее «чистом» виде.

4. Наиболее правдоподобным представляется последнее из приведенных предположений, заключающееся в том, что генезис данных пород был связан с эволюцией основной магмы, происходившей в относительно неглубоко залегающих очагах в результате сочетания процессов дифференциации основной магмы, которые шли в сторону появления кислых членов и, с другой стороны, процессов ассимиляции кислых и средних пород осадочного или метаморфического субстрата. Об этом свидетельствует также присутствие в лавах сравнительно небольшого количества эналлогенных (чуждых) ксенолитов и наличие признаков обогащения глиноземом на уровне застывания этих пород. Благоприятные для ассимиляции условия, вероятно, могли возникать в связи с поднятиями, которые, как это показал Р. Н. Абдуллаев (1958), были характерны для эпохи массовых излияний кислых эффузивов юры на Малом Кавказе.

Эта связь с зонами поднятия, как известно, подтверждается и на ряде других областей древнего и молодого вулканизма. Хотя причина и механизм ее еще недостаточно ясны, данная гипотеза способна объяснить наибольшее число из наблюдаемых закономерностей—выдержанность химического состава, связь с определенными тектоническими зонами и др. Все это, как нам кажется, указывает на первичную резкую неоднородность кислого расплава, давшего плагиопорфиры и альбитофиры, отдельные порции которого зарождались и кристаллизывались неодновременно. Присутствие вкрапленников кварца, ранняя кристаллизация которых не объяснима с физико-химической точки зрения (из расплава соответствующего состава должен был бы в первую очередь кристаллизироваться щелочной полевой шпат, а кварц—входить в мезостази́с), тоже подтверждает высказанные соображения. Как известно, присутствие летучих нарушает ход кристаллизации, установленный при изучении сухих систем, и приводит к смещению минимума в поле первичной кристаллизации кварца и полевых шпатов в сторону $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Барт, 1956).

Петрогенезис кислых эффузивных плагиопорфиров Армени́и в целом представляет собой очень сложный и по-раз-

личному протекавший процесс, не менее, а может быть и более, сложный, чем образование «магматических» гранитов. Изучение их может во многом способствовать познанию генезиса также и плутонических кислых интрузий.

Значение миндалин для выяснения природы и строения лавовых потоков При изучении вулканогенных образований юрской формации приходилось особое внимание обратить также на миндалиновые включения, которыми так богаты породы описываемой формации.

Значение миндалин для определения природы лавовых потоков в последние годы приобрело свое сугубо научное значение. Однако, изучая миндалины, исследователи, в основном, главное внимание обращали на форму и общий характер выполнения миндалин минеральным веществом. Вместе с тем, как показали детальные петрографические исследования юрских эффузивов Армении, наряду с указанными признаками в расшифровке морфологических особенностей лавовых потоков, их внутреннего строения, химической природы и условий формирования, важное значение имеют также состав слагающих миндалины минеральных ассоциаций, пространственное расположение последних внутри миндалин и характер структуры основной массы пород, вмещающих миндалины (Малхасян, Чернышов, 1964).

В отличие от четвертичных лав юрские эффузивы обычно слагают не обширные покровы, а отдельные различной мощности и протяженности потоки, довольно богатые миндалинами.

По своему строению и, прежде всего, по текстурным особенностям потоки всех типов лав и, в частности, более детально изученные нами потоки андезитовых порфиритов можно разделить на две, имеющие примерно одинаковое распространение, группы: 1) практически лишенные миндалин (менее 5%), 2) с содержанием миндалин от 5—10% до 50—60% объема породы.

Независимо от характера строения потока, зона мандельштейновых андезитовых порфиритов с крупными, но более редкими миндалинами в основном составляет внутреннюю часть потока, в то время как мощность внешних его зон не превышает обычно 1/10—1/15 мощности потока в целом. Переход от одной текстурно отличающейся зоны потока к другой является, как правило, постепенным и не всегда ясным.

Соответственно с указанным переходом меняется и форма миндалин—сферическая форма мелких миндалин характерна для внешних зон потока и овальная, чечевицеобразная,

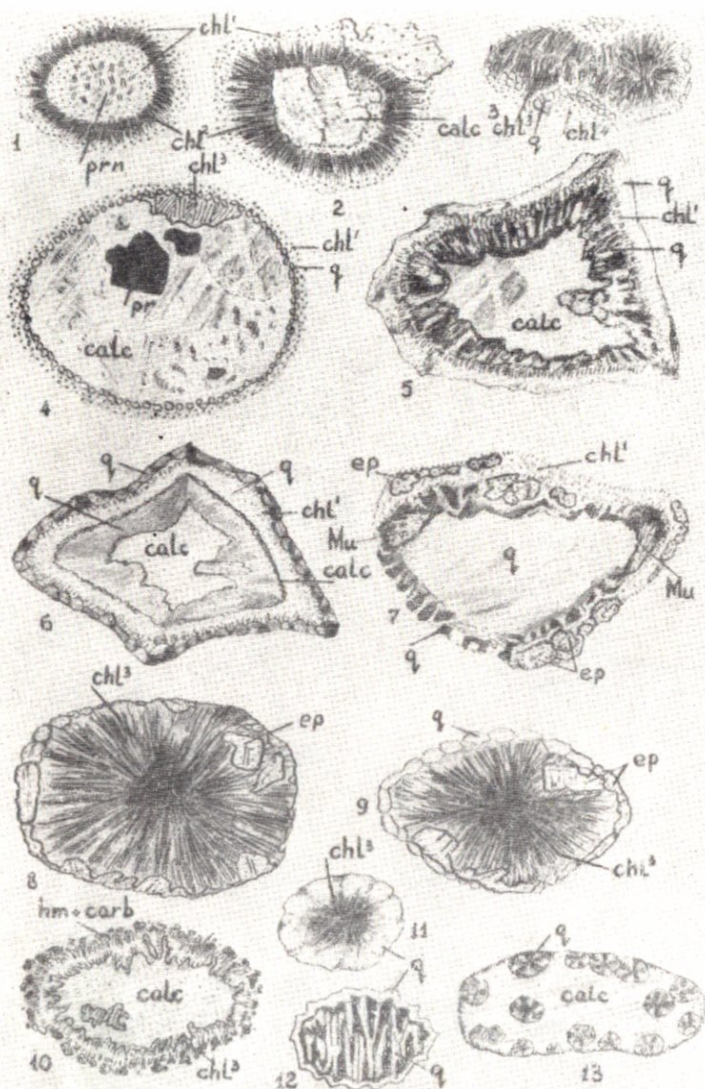
эллипсоидальная или неправильная—для глубинной или внутренней части лавового потока. Иногда наблюдается объединение двух или более мелких миндалин сферической или овальной формы в одну миндалину неправильных или причудливых амебообразных очертаний.

Характерной особенностью миндалин внешней зоны потока является отсутствие определенной их ориентировки. Лишь в редких случаях они обнаруживают признаки слабой вытянутости параллельно поверхности лавового потока. Преимущественное развитие миндалин сферической формы в верхних частях потока и отсутствие определенной ориентировки является, очевидно, результатом довольно быстрого поверхностного охлаждения лавы, обусловленного вязким состоянием магмы. На высокую вязкость лав поверхностного слоя и относительно быстрое ее затвердевание указывают также малые размеры миндалин, сравнительно ровные их контуры, гиалопилитовая структура основной массы пород и, наконец, характер минеральных ассоциаций и пространственное расположение их в миндалинах. Наиболее часто такие миндалины бывают простые как по своему внутреннему строению (преимущественно концентрически зональные), так и по минеральному составу (обычно моно- или диминеральные)—целиком, или реже частично выполненные минеральным веществом, что видно на рис. 11, 12, 20, 32, 34, 39 (фиг. 16). Надо полагать, что несмотря на свободное расширение газов в условиях малого давления, которое должно было способствовать объединению пузырьков, быстрое возрастание вязкости, как считает Е. К. Устиев (1961), затормозило процесс и вскоре «затормозило» всю систему*.

Во внутренней (глубинной) части потоков размер миндалин обычно в 2—5 раз превышает размер миндалин внешней зоны потока. Соответственно с этим меняется и расстояние между миндалинами. Лишь иногда встречаются андезитовые порфиры, количество миндалин в которых составляет до 60% объема породы и они в таких случаях отделены друг от друга лишь небольшой перегородкой вмещающей

* Насколько высокой может быть вязкость поверхностного слоя лавы, можно судить по такому факту, описанному В. Ф. Попковым («О деятельности Билукая в 1938—1939 гг.» Бюлл. Вулканологической станции на Камчатке, № 12, 1946). Спустя 20—30 минут после извержения вулкана Билукая на расстоянии 600—650 м от его жерла на лавовом потоке образовалась гвердая корка. Последняя была настолько прочна, что удерживала двух человек с приборами. Эта корка двигалась со скоростью 40 м в минуту.

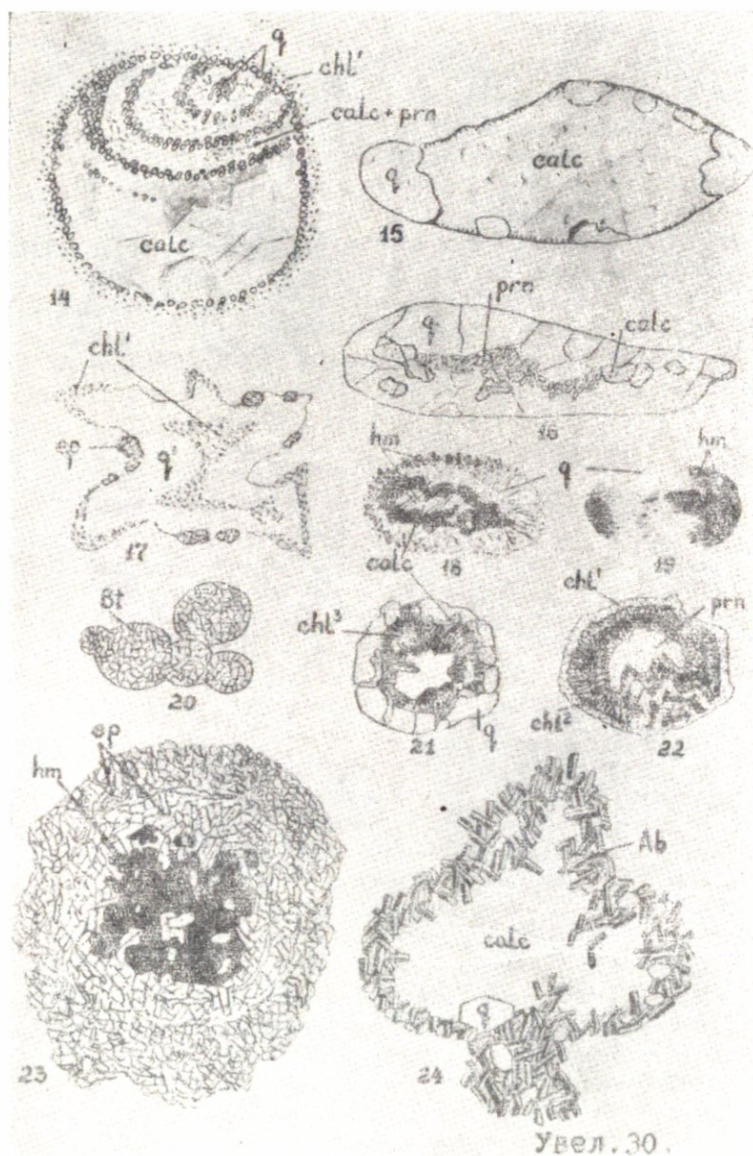
породы, приобретая иногда конгломератовидный характер. Миндалины андезитовых порфиров внутренней части пото-



увел. 30.

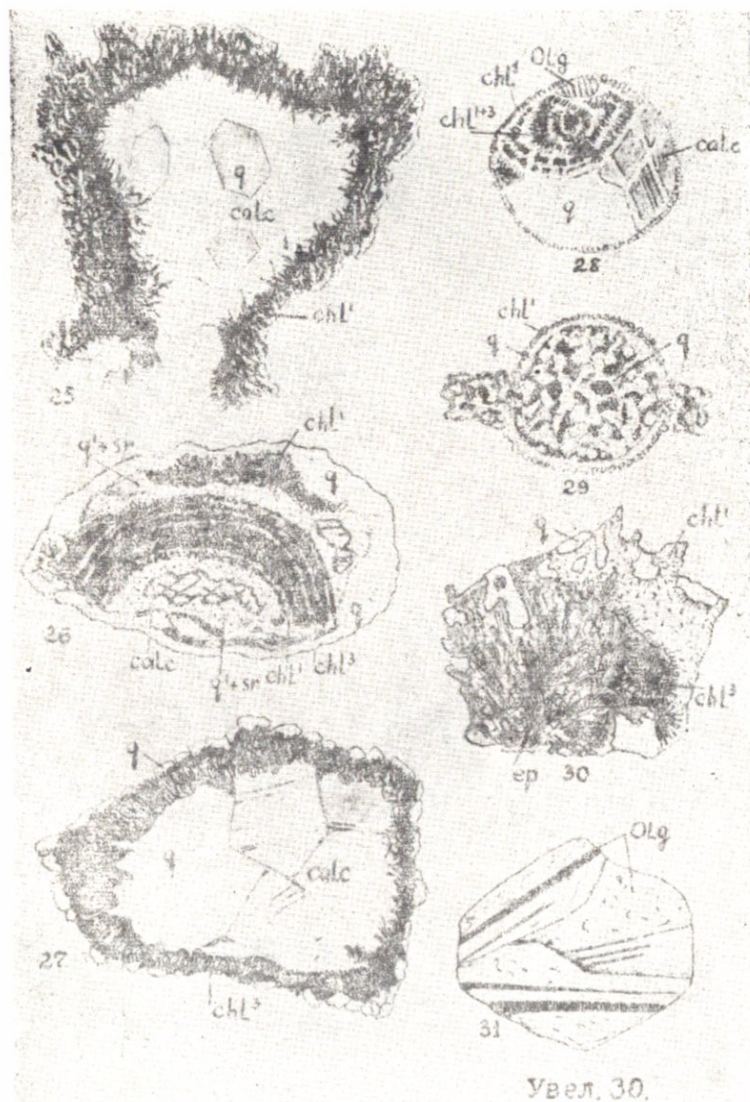
Фиг. 15а.

ка нередко обнаруживают признаки определенной ориентировки. Об этом, прежде всего, свидетельствует сама форма



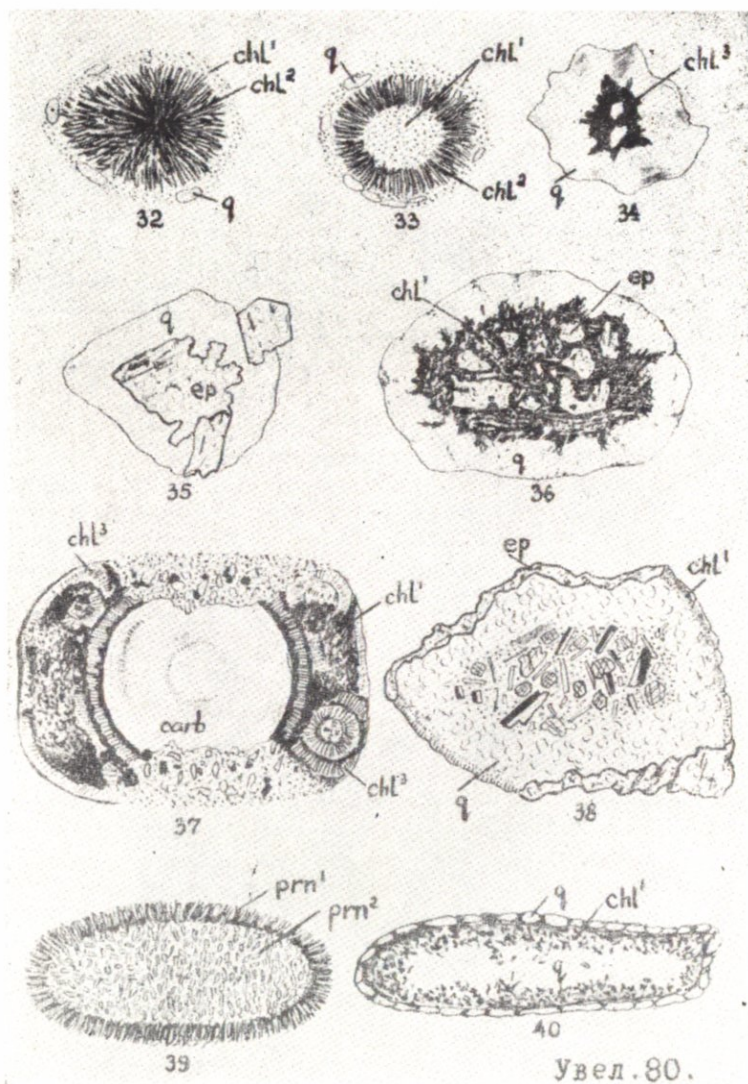
Фиг. 166.

миндалины—преимущественно овальная, иногда вытянутая. Все эти особенности несомненно обусловлены направленным течением лав по ранее образованной корке.



Фиг. 16в.

Подобные примеры наблюдаются и в районах современной вулканической активности. Так, С. И. Набоко (1947), изучавшая извержения Билуюка, пишет: «...В лавовом потоке, имеющем однородный состав, движение осуществлялось



Фиг. 16г.

послойно... В верхнем слое скорость была меньше, чем в более глубокой части потока».

Малое давление и низкая вязкость лавы во внутренней части потока способствовали свободному расширению газов и, следовательно, образованию более крупных пустот—миндалин иногда неправильной формы со сложными извилистыми контурами. Эти условия, вместе с тем, способствовали, с одной стороны, образованию пилотакситовой и интерсертальной структур основной массы породы, а с другой—более полному развитию эпимагматических процессов, в ходе которых возникли миндалины полиминерального состава с довольно сложным внутренним строением, являющиеся результатом дву- или многократного заполнения пузырьков.

Наряду с концентрически-зональными миндалинами во внутренней части потока широко развиты прерывисто-зональные (рис. 7, 9, 38), асимметрично-зональные (рис. 3, 4, 14, 19, 30), секториально-симметричные (рис. 27, 28, 31), многослойные концентрически-зональные (рис. 1, 2, 5, 6, 7, 8, 10, 13, 15, 16, 17, 18, 22, 23, 24, 25, 29, 33, 36, 37, 40), нередко с секториальным ядром (рис. 27, 28) и полусферически-зональные (рис. 26) миндалины.

Достаточным разнообразием характеризуются и минеральные ассоциации миндалин внутренней части потока. Хотя состав минералов, слагающих миндалины этой части потока, по существу не отличается от состава других его зон, а количество минералов также сравнительно невелико, однако установленные комбинации их весьма многочисленны. Это многообразие минеральных ассоциаций и их пространственных сочетаний, являющееся одной из важных особенностей миндалин внутренней части потока и отражающее, очевидно, более или менее стабильные условия его остывания, во многих случаях усложняется еще и тем, что внутри таких миндалин нередко оказывается несколько разновидностей одного и того же минерала. Так, среди хлоритов выделяются (в порядке распространенности): пеннин, клинохлор, делессит и бавалит.

Пеннин характеризуется листоватой формой с аномальной фиолетовой интерференционной окраской. Показатель преломления его колеблется от 1,595 до 1,605 ($\pm 0,003$).

Во многих миндалинах совместно с пеннином встречаются радиально-лучистые агрегаты хлорита с совершенной спайностью по удлинению. Эта разность хлорита имеет бутылочно-зеленый цвет, плеохроизм от серого до зеленого, интерференционная окраска аномальная—от ярко-синей до

розовато-коричневой $Nm=1,606\pm 0,002$; $NS-Np=0,004$). Судя по оптическим данным, указанная разность хлорита относится к клинохлору.

Делессит образует радиально-лучистые агрегаты и характеризуется следующими оптическими константами: $Nm=1,592\pm 0,002$; $Ng-Np=0,021$ удлинение отрицательное, погасание прямое, плеохроизм параллельно спайности—зеленовато-желтый, перпендикулярно спайности—светло-желтый.

В небольшом количестве среди андезитовых порфиров встречаются миндалины, выполненные темно-серым или почти черным хлоритом. Судя по оптическим данным ($2v$ —малый, удлинение положительное, $Ng=1,610$; $Np=1,600$; $Ng-Np$ —около 0,010, плеохроизм: Ng —буроватый, Np —желто-зеленый) и результатам рентгеноструктурного анализа (см. таблицу), эта разновидность хлорита представляет собой прохлорит (бавалит).

№ п/п	hkl	J	d/n	J _э	(d/n) _э
1	(002)	10	7,05	7	6,76
2		2	4,657	5	4,62
3	(004)	10	3,517	7	3,47
4		3	2,249	4	2,25
5	(060)	10	1,996	5	2,00
6		10	1,550	7	1,55
7	(0010)	7	1,388	4	1,39

Анализ произведен в КИМС. Условия съемки: анод.—Cu; без фильтра; $D=57,3$; $d=0,3$; $V=30$ kv, $J=20$ QmAh.

Среди выделений кварца, являющегося вторым по степени распространенности (после хлорита) минералом миндалины, а также кальцита и пренита, также различаются несколько структурно-морфологических разностей, отвечающих вместе с тем и различным генерациям.

Сопоставление комплекса вторичных минералов, развивающихся по основной массе и вкрапленникам, с минеральными ассоциациями миндалины показывает, что профиль эпимагматических изменений в основном определялся составами самих пород. Весьма характерно и другое обстоятельство, что миндалины, вблизи которых порообразующие минералы и основная масса подвержены интенсивным замещениям, всегда являются сложными (вероятно, за счет поступления избыточных компонентов), тогда как мелкие миндалины среди менее измененной основной массы обычно мономинеральные (чаще хлоритовые). Одновременно присутствие в отдельных шлифах моно- и полиминеральных миндалины с изменчивой последовательностью отложения минералов обус-

ловлено, очевидно, различной насыщенностью растворов теми или иными компонентами в локальных участках. Анализ выполняющих миндалины минеральных ассоциаций показывает, что автometасоматические процессы протекали, по-видимому, в широком температурном интервале от средних (200—350°C), или даже высокотемпературных, условий (полевые шпаты, биотит, эпидот, клинохлор*) до низких (халцедон).

Результаты исследований миндалины юрских вулканогенных образований Армении привели нас к двум основным выводам.

1. Миндалины внешней и внутренней (глубинной) части лавовых потоков по своей форме, минеральному составу и ассоциациям заметно отличаются друг от друга.

2. Миндалины внутренних частей лавовых потоков являются своеобразными «геологическими термометрами», при помощи которых можно судить о температурах автometаморфических процессов, а также о первоначальной химической природе магмы, ее газовых эманациях и флюидах.

* По данным Р. Роя и О. Татла, поле устойчивости клинохлора простирается до 700°. (Исследование в гидротермальных условиях. Сб. «Физика и химия Земли». Изд. ИЛ, 1958).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЮРСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ АРМЕНИИ

Первое исследование микроэлементов в палеовулканогенных образованиях Армении производилось Р. Т. Джрбашяном, Э. Г. Малхасяном и А. Х. Мнацаканян (1963). Материалы настоящей главы дополняют указанную работу по юрскому вулканизму Армении.

С целью изучения распределения микроэлементов в породах юрской вулканогенной формации Армении нами были использованы результаты 1661 полуколичественного и полного спектрального анализа, выполненного в спектральных лабораториях ИГЕМ АН СССР, ИГН АН Армянской ССР и КИМСа, а также результаты металлотрических съемок по Алавердскому и Кафанскому рудным районам в количестве около 8500 спектральных анализов пород.

При этом определялось содержание 43 элементов: Be, As, Te, Sc, P, Sb, Ta, Ti, Mn, Pb, Sn, Nb, W, Ga, Ge, In, Bi, Mo, V, Hf, Cu, Cd, Ag, Na, K, Zn, Fe, Co, Ni, Zr, Mg, Si, Al, Fe, Cr, Ca, Sr, Ba, La, Li, Ce, Y, Yb.

Главные пороодообразующие элементы горных пород Si, Al, Na, K, Ca, Mg, а также Fe, естественно, исключены из рассмотрения в данном разделе, так как они являются ведущими, встречаясь в значительных количествах во всех анализируемых образованиях.

Поведение таких элементов, как As и P, также не рассматривается, поскольку они установлены лишь в единичных образцах.

Спектроскопическим методом не были установлены Ti, Sb, Ta, Ge, In, Bi, Cd, Te, Sc, Sn, Nb, W, Ce, Hf, La, Li, следовательно, если они и содержатся в породах, то количество их ниже чувствительности данной методики.

Таким образом, ниже рассматривается поведение только

18 элементов, а именно: Be, Sr, Ba, Mn, Ti, V, Cr, Co, Ni, Ga, Cu, Pb, Zn, Ag, Mo, Zr, Y, Yb.

Чувствительность спектроскопического метода для этих элементов в процентах равна:

B —0,003	Cr —0,001	Zn —0,03
Sr —0,01	Co —0,001	Ag —0,0003
Ba —0,005	Ni —0,001	Mo —0,0003
Mn —0,0005	Ga —0,001	Zr —0,005
Ti —0,005	Cu —0,0003	Yb —0,005
V —0,0003	Pb —0,005	Y —0,005

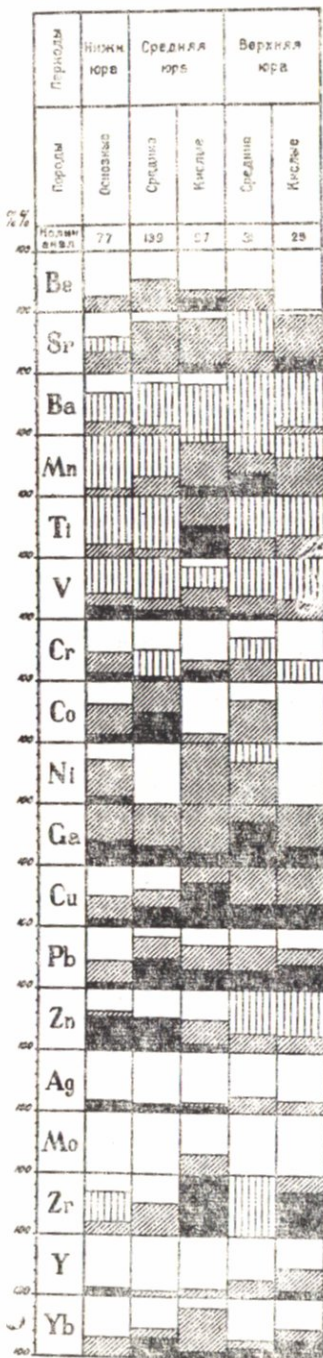
Все результаты спектральных анализов сравнивались нами с кларками для соответствующих по составу основных, средних и кислых изверженных пород, выведенных А. П. Вишegradовым (1962).

Следует оговориться, что в дальнейшем изложении под содержанием элемента ниже или выше кларка подразумевается соответственно ниже или выше кларка на один порядок, а колебания, не достигающие одного порядка, рассматриваются как близкларковое или кларковое содержание.

Для рассмотрения распространения отдельных элементов в образованиях юрской вулканогенной формации, а также для наглядного сравнения полученных результатов приведена диаграмма (фиг. 17). Здесь по оси абсцисс расположены группы пород в возрастной последовательности и отмечено количество выполненных анализов, а по оси ординат—элементы. Для каждого элемента высчитаны проценты содержания выше кларка, кларковые и ниже кларка (к данному количеству анализируемых проб, которое принималось за 100%) и отложены в соответствующем масштабе. Содержания выше кларка, кларковые и ниже кларка обозначены различными знаками.

Кроме того, особое внимание уделялось распределению аксессуарных элементов, способствующих их использованию для коррелятивных целей и расчленения разновозрастных свит и толщ, а также при решении вопросов металлогенической специализации и в установлении генетических связей оруденения.

Для данной цели нами из главных типов пород юрской вулканогенной формации Армении отбирались 35 проб (неизмененные разновидности), каждая весом 8—12 кг. В результате тщательного отбора в них установлены 18 минералов, средние количественные содержания которых в весовых процентах сведены в диаграмму (фиг. 18).



При рассмотрении распространения отдельных элементов в образованиях юрской вулканогенной формации наблюдаются следующие закономерности.

I. ГРУППА МЕТАЛЛОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Медь является постоянным и характерным спутником всех вулканогенных образований юрской формации. Как правило, встречается в значительно повышенных против кларка содержаниях, а также в пределах кларкового содержания. Однако, судя по распространению меди в различных и разновозрастных образованиях юрской формации Армении, можно заметить следующую закономерность. В породах нижней и средней юры содержание меди колеблется в пределах от 0,01 до 0,1 и более процента. В пределах верхней юры содержание меди несколько снижается и его распространение становится более равномерным. Это обстоятельство указывает, что

Условные обозначения

- Содержание элемента выше кларка
- Содержание элемента кларковое
- Содержание элемента ниже кларка
- Содержание элемента ниже чувствительности метода

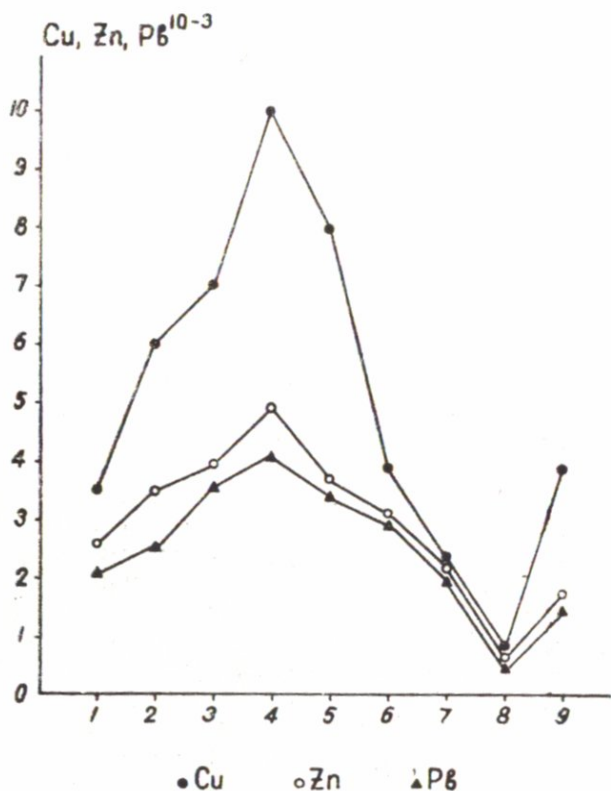
Фиг. 17. Распределение элементов-примесей в породах юрской вулканогенной формации Армянской ССР.

Возраст	Породы	Минералы															
		Кол-во проб	Магнетит (титаномагн.)	Гематит	Ильменит	Апатит	Циркон	Сфен	Рутил	Элиодит	Барит	Пирит	Халькопирит	Марказит	Сфалерит	Галенит	Самородн. медь
Средняя юра	Порфириты зеленокамен. толщи	5	●	⊕	⊖	⊕			⊙	●		⊕	⊙				
	Андезит порфириты	6	●	⊙	⊙	⊕			⊖	⊕		⊕	⊙			⊕	⊙
	Барабанит порфириты	3	●	⊙		⊕				⊖		⊕		⊕			
	Кварц. плагиопорфиры	5	⊖			⊕	⊕			⊙	⊙	⊕	⊕		⊙	⊙	
	Кератофиры	2	⊖	⊙		⊕	⊙	⊖	⊙	⊙	⊙	⊕	⊕				
Верхняя юра	Диабаз порфириты	3	●	⊕	⊖	⊙			⊙	⊕		⊕					
	Андезит порфириты	5	●	⊙	⊖	⊕			⊙	⊕		⊕					
	Витроандезиты	1	⊖	⊕		⊙						⊙					
	Альбитофиры	5	⊖	⊖		⊕	⊙	⊙				⊕					

Условные обозначения: ● 1-0,5% ● 0,5-0,3% ⊖ 0,3-0,1% ⊕ 0,1-0,05% ⊕ 0,05-0,01% ⊖ 0,01-0,005% ⊙ 0,005-ед.ли

Фиг. 18. Распределение аксессуарных минералов в породах юрской вулканогенной формации Армении.

примесь меди устанавливается практически во всех вкрапленниках юрских пород и свидетельствует об обогащенности магмы медью еще в интрателлурической стадии. Разные количества меди установлены как в плагиоклазах и моноклинных пироксенах, так и в магнетитах, пиритах и других аксессуар-



Фиг. 19. 1. Порфиры зеленокаменной толщи. 2. Андезитовые порфиры (средняя юра). 3. Барабатурские порфиры. 4. Кварцевые плагиопорфиры. 5. Кератофиры. 6. Диабазовые порфиры. 7. Андезитовые порфиры. 8. Витроандезиты. 9. Альбитофиры.

ных минералах, иногда составляя самостоятельные медные минералы в виде халькопирита и самородной меди. Примеси меди в значительных количествах установлены также в мезостазисах различных типов пород (от 0,01 до 0,05%).

Характер распределения меди в разновозрастных породах юрской формации хорошо иллюстрируется на диаграмме (фиг. 19), где на оси абсцисс расположены различные

типы пород юрской вулканогенной формации, а на оси ординат—содержания меди, свинца и цинка.

Свинец так же, как и медь, является проходящим элементом через все вулканогенные породы юры. Присутствует примерно в таких же содержаниях, что и медь. Сравнительно больше он содержится в породах среднеюрской вулканогенной толщи.

На приводимой диаграмме, иллюстрирующей эволюцию меди в разнотипных и разновозрастных породах юрской вулканической формации, можно также увидеть характер распределения свинца в этих же породах.

Цинк обычно встречается в нижне- и среднеюрских образованиях. В породах верхнеюрского периода выступает в значительно низких содержаниях—в пределах нижнекларкового и реже кларкового содержаний.

II. ЭЛЕМЕНТЫ ГРУППЫ ЖЕЛЕЗА

Марганец имеет очень ограниченное распространение. Наиболее высокое его содержание (вышекларковое) отмечено в кислых породах средней юры и породах среднего состава верхней юры.

В минералогическом отношении марганец в основном концентрируется во вкрапленниках магнетита (0,1—0,4%), моноклинных пироксенов (0,3—0,5%) и гематита (0,1—0,3%), а также в основных массах пород. Последние в эффузивах верхнего байоса и андезитовых порфиритах верхней юры содержат более высокие значения марганца, этим можно объяснить его повышенные концентрации в указанных породах по отношению с другими.

Титан является весьма характерным элементом для всех пород юрской вулканогенной формации, причем вышекларковое содержание его отмечается только в кислых породах средней юры.

Значительная часть титана, подсчитанная на минералогический состав, приходится на вкрапленники магнетита (1—2%) и моноклинного пироксена (0,5—1%). В мезостазисе пород ниже-среднеюрской серии содержание титана не превосходит 0,5%, в то время как в таковых верхнеюрской серии оно колеблется от 0,5 до 1%.

Ванадий присутствует постоянно, обычно в количествах 0,01—0,1%. При этом, в более основных разновидностях, как в породах зеленокаменной толщи, отмечаются повышенные содержания элемента (в пределах 0,1%). Пониженное содержание установлено в кварцевых плагиопорфирах и альбито-

фирах. Концентрация ванадия в основном связана с количеством в породах железо-магниевого минералов.

Хром постоянно присутствует в нижне- и среднеюрских основных и средне-основных вулканических образованиях. В верхнеюрских средне-основных породах он присутствует в пределах кларкового или нижекларкового содержания, а в кислых продуктах верхней юры (альбитофиры) он доходит до минимума и содержание его составляет нижекларковое или неподдающееся определению. Как и другие элементы группы железа, хром главным образом концентрируется в магнетите (0,01—0,05%), в моноклинных пироксенах (до 0,04%) и в мезостазисе. Следует полагать, что главная масса хрома уходит в Fe—Mg минералы еще на интрателлурической стадии кристаллизации, так как он в породах, за редким исключением, не образует самостоятельного акцессорного минерала (хромит).

Никель в незначительных количествах (в пределах выше кларка) отмечен только в основных породах, в частности в образованиях толщи зеленокаменных пород. В других образованиях отмечается кларковое или нижекларковое содержания элемента. В кислых породах как средней, так и верхней юры никель не констатируется.

Кобальт так же, как и никель, установлен главным образом в основных породах зеленокаменной толщи или средне-основных образованиях средней юры. Минимум достигает в кислых образованиях средней юры, а в аналогичных образованиях верхней юры кобальт не установлен.

III. ГРУППА РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Иттербий отмечается во всех разновидностях пород юрской вулканогенной формации, причем степень концентрации элемента во всех разновидностях пород почти одинаковая. Сравнительно менее обогащены основные породы нижней юры. Особенно большие концентрации иттербия фиксируются в породах, богатых апатитом, сфеном и цирконом.

Иттрий так же, как и иттербий, встречается во всех разновидностях пород, однако степень концентрации, выше-кларкового содержания элемента встречается в незначительной части проб основных пород нижней юры и кислых пород верхней юры.

Галлий постоянно в больших содержаниях (до 0,01) присутствует во всех образованиях юрской вулканогенной формации. Минимума доходит в гидротермально измененных разновидностях. Главным носителем галлия как во вкрапленниках, так и в основной массе является плагиоклаз.

Цирконий. Особенно высокие концентрации установлены в кислых разновидностях вулканогенной формации—в среднеюрских кварцевых плагипорфирах и кератофирах и верхнеюрских альбитофирах. Минимума (нижекларкового содержания) доходят в основных породах нижней и верхней юры, иными словами, концентрация циркония в породах непосредственно связана с их кислотностью. Главная масса циркония главным образом связана с акцессорным цирконом и основной массой.

Молибден обычно совершенно отсутствует во всех образованиях описываемой формации. Кларковые содержания установлены лишь в небольшой части кислых пород среднего вулканического цикла.

Серебро постоянно отмечается во всех разновидностях пород вулканогенной формации, однако если в образованиях нижней и средней юры оно составляет повышенные концентрации (против кларка), то в продуктах верхнеюрского вулканизма содержание его колеблется в пределах кларка.

IV. ГРУППА МАЛЫХ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Стронций распространен повсеместно. Повышенные содержания против кларка установлены в небольшой части проб кислых продуктов средней и верхней юры—в кварцевых плагипорфирах, кератофирах и альбитофирах. В основных или средне-основных разновидностях содержание его в большинстве проб кларковое.

Бериллий в кларковых содержаниях присутствует примерно в половине исследованных проб всех вулканических образований юры, достигая минимума в породах верхней юры. В небольшой части проб кислых пород средней юры присутствует в вышекларковых содержаниях. Главная масса бериллия сосредоточена в основной массе почти всех разновидностей изученных пород, а также во вкрапленниках плагиоклазов.

Барий установлен постоянно, но не в больших содержаниях, в пределах кларка и ниже кларка, во всех вулканических породах юры. Барий главным образом фиксируется в основных массах пород, а также во вкрапленниках плагиоклазов и реже моноклинных пироксенах.

Отдельные ассоциации микроэлементов в породах юрской вулканогенной формации Армении распределяются следующим образом:

Период	Эпоха	Микроэлементы		
		выше кларка	кларковые	ниже кларка
Юрский	Нижняя—средняя	Co, Cu , Pb , Zn , Ag , Ga	Ti, V, Ni, Cr, Ag, Sr, Zr, Y, Yb	Mn, Mo, Ba, Be
	Верхняя	Cu, Pb, Ga, Yb	Mn, Zn, Zr, Y	Ti, V, Ni, Co, Cr, Ag, Mo

Элементы, показанные жирным шрифтом, образуют промышленные концентрации.

Известно, что в процессе формирования эффузивных пород геохимическое поведение отдельных микроэлементов в конечном итоге зависит от физико-химических условий кристаллизации и кристаллохимической близости их с тем или иным главным петрогенным элементом. Это, в частности, приводит в главной массе к рассеянию в породообразующих минералах элементов группы железа и малых петрогенных элементов, а для редких и металлогенных—к накоплению в конечных продуктах кристаллизации в виде аксессуаров.

Формы нахождения микроэлементов в эффузивах изучены недостаточно. Имеющиеся данные указывают на рассеянное состояние их во вкрапленниках породообразующих и ранних аксессуарных минералов, реже они образуют самостоятельные минералы: ильменит, титаномagnetит, рутил, сфен, хромит, циркон, апатит, барит и самородные цинк, свинец, медь.

Для прослеживания поведения микроэлементов в ходе общего развития вулканизма они разбивались на группы, согласно классификации А. Н. Заварицкого (1950).

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 эпидиотитовых 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_2 — J_3) отмечается значительное содержание Ti, Be, Zr, Sr и Yb.

Главные разновидности пород нижнеюрской зеленокаменной толщи в основном характеризуются вышекларковыми

содержаниями Zn, Ga, Y, V, Cu, Pb, Ag, Cr. В пределах кларкового содержания присутствуют Co, Ni, а также Cr и Ga. В нижекларковых содержаниях присутствуют Mn, Ba, а также Ti и Zr; Sn и Mo в породах полностью отсутствуют.

Кларковые и вышекларковые содержания V, Cr, Co, Ni, Ti в породах зеленокаменной толщи Армении позволяют предполагать об их принадлежности к базальтовой магме.

Чрезвычайно широко распространенные средне- и частично верхнеюрские разнообразные по составу порфириды геохимически 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 средней кислотности мало отличается от содержания таковых в породах более основного ряда.

Кислые разновидности пород описываемой формации в основном представлены кварцевыми плагиопорфирами, кератофирами и альбитофирами, характеризующимися присутствием повышенных содержаний Zr, Pb, Cr, Be, Cu, Ti, V, Yb, Mn, а Ti, Cr, Ba в породах присутствуют в нормах ниже кларкового содержания.

В кислых разновидностях пород юрской вулканогенной толщи присутствуют V, Ti, Ni, Cr, т. е. элементы, характерные для основных и средних пород вулканогенной формации. Это обстоятельство позволяет предполагать о генетической связи кислых и основных пород и 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 Hf, W, Nb, Ta, Cd, Sn, In, La, Ce, являющиеся характерными элементами для пород, возникших из гранитоидной магмы.

При сопоставлении ассоциации микроэлементов одноименных, разумеется и разновозрастных, вулканогенных образований различных районов Армении, например широко распространенных диабазов и диабазовых порфиритов нижнеюрской зеленокаменной толщи, среднеюрских кварцевых плагиопорфиров, верхнеюрских альбитофиров и кварцевых альбитофиров и др., намечается геохимическая тождественность указанных вулканогенных продуктов. Этот факт имеет большое теоретическое значение и с геохимической точки зрения позволяет рассмотреть вопросы эволюции, точнее, однообразной истории развития Сомхето-Карабахской геотектонической зоны—формирования тектонической структуры, процессов вулканической деятельности и дифферен-

циации магмы в юрское время на данном отрезке земной коры.

Можно также отметить, что ряд элементов прослеживается в течение всего периода вулканической деятельности начиная от основных разновидностей пород нижней (?) юры и кончая кислыми разновидностями верхней юры. К таким элементам относятся Ga, Cu, Pb, а также V, Zn и Ag. Углерод в значительных содержаниях (выше кларка) присутствует 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.

Обобщая полученные геохимические данные, следует отметить следующее:

1. Кларковые и вышекларковые содержания V, Cr, Co, Ni, Ti в породах зеленокаменной толщи Армении указывают на их принадлежность к базальтовой магме.

Геохимическая особенность кислых разновидностей состоит в повышенных содержаниях Zr, Pb, Cr, Be, Cu, Ti, V, Yb, Mn, а Ni, Cr, Ba в породах присутствуют в нормах, ниже кларкового содержания.

2. 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, и 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.

Таким образом, имеющиеся данные по юрскому вулканизму Армении показывают, что изучение микроэлементов помогает в решении ряда петрологических вопросов.

В описываемой формации устанавливается преемственность ассоциаций микроэлементов, характерных для родоначальной базальтовой магмы, кислыми конечными продуктами, что указывает на существование единой базальт-липаритовой серии пород, характерной для геосинклинальных областей.

3. Изучение геохимических особенностей разновозрастных толщ описываемой вулканогенной формации показывает, что полученные данные настолько четки, что в известной степени они могут служить коррелятивами при изучении и сравнении трудно датируемых вулканических толщ и про-

странственно связанных с ними субвулканических, пластовых и жильных образований.

4. Полученные данные позволяют сделать очень важный вывод, касающийся металлогенической специализации магмы.

Присутствие в породах юрской вулканической деятельности Cu, Zn, Pb в значительных содержаниях (выше кларка) указывает на геохимическую близость продуктов юрского вулканизма и пространственно локализованного в них главного колчеданного оруденения Армении. При этом следует отметить, что почти во всех вулканических образованиях Сомхето-Карабахской геотектонической зоны (кроме незначительного содержания в среднеюрских кислых образованиях) намечается полное отсутствие Mo. Это обстоятельство в достаточной степени проливает свет на возможную генетическую связь пространственно тяготеющих к образованиям юрской вулканогенной формации главных колчеданных месторождений Армении.

ПОСТМАГМАТИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ ЮРСКИХ
ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ АРМЕНИИ

Характерным признаком пород юрской вулканогенной формации Малого Кавказа и, в частности, Сомхето-Карабахской зоны, является широкое проявление в них разнообразных по характеру и степени интенсивности метаморфических процессов.

Степень наложения метаморфических преобразований на вулканогенные породы юры является неодинаковой и в различных свитах и на различных участках проявляется с различной степенью интенсивности. С одной стороны, она зависит от относительного возраста пород и их первичного состава, с другой—от степени насыщенности компонентами гидротермальных растворов, под воздействием которых происходило изменение пород. Наиболее значительно метаморфическими процессами затронуты лавовые и пирокластические образования нижней (?) и средней юры, а также породы субвулканических тел кварцевых плагиопорфиров и альбитофиров, сравнительно менее интенсивно затронуты изменениями эффузивные покровы верхней юры.

Подвергшиеся метаморфизму вулканогенные образования юры по качественному составу изменений можно разделить на два типа соответственно связанных с двумя главными типами метаморфических процессов, проявлявшихся в вулканогенных толщах: 1) процессы автометаморфизма и зеленокаменного изменения, имеющие широкое региональное развитие, и 2) процессы средне-низкотемпературного гидротермального метаморфизма, имеющие ограниченное, локальное развитие.

Всем описываемым породам в большей или меньшей степени свойственны явления метасоматического изменения, среди которых наиболее типичны серицитизация, альбитиза-

ция, хлоритизация, в меньшей степени (локально)—каолинизация, карбонатизация, эпидотизация. Более интенсивно затронуты изменениями пирокласты, в связи с их большой проницаемостью для движения растворов. Наряду с деятельностью растворов и эманаций, поступающих из самого застывающего магматического очага, при метаморфизме играло роль и воздействие более поздних гранитоидных интрузий. Ход процессов метаморфизма усложнялся и в случае излияния порфиритовых или кварц-плагиопорфириновых лав в подводных условиях, когда в круг реакций входила морская вода и растворенные в ней соли*.

Процессы первой группы приводят, в конечном счете, к образованию примерно сходных, однотипных минеральных парагенезисов и наиболее широко распространены в описываемых породах; к тому же они затрагивают вулканогенные образования почти всех фаций и возрастов. Среди процессов этой группы могут быть выделены: 1) процессы сугубо зеленокаменного изменения, свойственные по преимуществу породам основного (базальтового, андезито-базальтового) состава, и 2) процессы пропилитизации, свойственные преимущественно породам среднего (андезитового) и кислого состава.

Процессы гидротермального метаморфизма локализуются 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 также в приконтактовых ореолах гранитоидных

* Разные исследователи участию вод в магматических и метаморфических процессах придают разное значение. Детальные исследования венгерского ученого Э. Садецко-Кардоша (Szadeszky-Kardoss E., 1960) гипотезы «трансвапоризации» показывают, что магмы могут поглощать значительное количество паров воды из окружающих пород или толщ воды и вследствие этого давать при кристаллизации породы, богатые водосодержащими минералами—«гипомагматиты».

Д. С. Коржинский (1962) на основании изучения обломков вулканических пород, поднятых со дна Индийского и Тихого океанов, отрицает магматическую трансвапоризацию, так как изученные им базальты оказались совершенно свежими, не отличающимися от наземных базальтов. Однако следует указать, что имеющиеся данные еще не вполне достаточны, ибо нам не известны условия залегания лав и взаимоотношение их с соседними породами, с другой стороны—исследования, проведенные Мэтьюсом, показали наличие серпентинитов и спилитовых лав на дне Атлантического океана (высота «Ласточкин риф» и др.); таким образом, этот вопрос остается предметом оживленной дискуссии.

интрузий и субвулканических образований кварцевых плагиопорфиров и альбитофиров, которые или внедряются в породы вулканогенных толщ, или залегают на небольшой глубине непосредственно под ними.

Автометасоматические и регионально-метаморфические процессы характеризуются, в общем, сравнительно однообразным направлением изменения первичного минерального состава вулканогенных пород, в совокупности приводящим к образованию качественно сходных минеральных парагенезисов, обычно—при участии таких минералов, как уралит, пренит, хлорит, кальцит, развитых преимущественно по цветным минералам, и альбита, цоизита, пренита, эпидота, кальцита и некоторых других, развитых по плагиоклазу. Все эти минералы или присутствуют одновременно в породе, или распространены более неравномерно; одни участки 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 подвергшейся изменению породы, от ее фациальной принадлежности (лавовые, подводные, эксплозионные или другие образования), от ее относительного возраста и т. д.

Зеленокаменное изменение

Этот тип изменения, наиболее широко распространенный в породах юрской вулканогенной формации, свойствен преимущественно производным магмы основного состава—лавам, продуктам подводных извержений и пирокластолитам. Наиболее полно эти изменения проявляются в плагиоклазовых и пироксеновых порфиритах нижней(?) юры. Зеленокаменные изменения в свою очередь представлены двумя субфациями—актинолит-эпидотовой, относительно более высокотемпературной и хлорит-эпидотовой, более низкотемпературной (преобладающей). 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 описываемой формации обладают своеобразным брекчиевидным строением, где эпидот выступает эллипсоидальной неправильно-округлой, неправильно-угловатой формами. Размеры таких овоидов составляют от 10 до 25 см; эпидот помимо тонкозернистого агрегата образует также сеть более поздних жилок, которые как бы брекчируют всю породу. Фенокристы плагиоклаза одновременно с этим подвергаются пренитизации и

цзоизитизации; темноцветные минералы полностью замещаются агрегатом хлорита, актинолита, с примесью кальцита и окислов железа.

Общей характерной особенностью описываемых зеленокаменных превращений является обычно более значительная степень перерождения цветного компонента по сравнению с полевошпатовым (плагноклазом). Пироксены обычно полностью замещаются хлорит-актинолитовым или чистохлоритовым агрегатом. Для плагноклаза характерны преимущественно альбитизация, отчасти также цзоизитизация; изредка имеет место также пелитизация, сопровождаемая обычно и ожелезнением.

Характерной структурно-минералогической особенностью значительной части юрских эффузивных образований, испытавших зеленокаменное изменение, является их миндалекаменное строение с развитием в миндалинах комплекса вторичных минералов. Процессы выполнения миндалин длительны и многофазны, начальные их стадии были, очевидно, связаны с воздействием высокотемпературных растворов, циркулировавших в лавах и туфах в ореоле продолжавших действовать фумарол и других образований соответствующей вулканической эпохи. Более поздние изменения, по-видимому, были обусловлены уже сравнительно низкотемпературными региональными процессами зеленокаменного изменения, а частично и наложением, вероятно, еще более поздних процессов гидротермального изменения; однако разграничить эти стадии при настоящей степени изученности еще трудно. Минеральный же комплекс, выполняющий миндалины, примерно одинаков для пород всех этапов метаморфизма; это—различные количественные комбинации из палагонита, хлорита, кварца, кальцита, отчасти пренита, гематита и пирита.

Формирование толщи зеленокаменных порфиритов несомненно совершалось в прибрежной зоне или в подводных условиях, о чем свидетельствует целый ряд геологических фактов—шаровое строение лав, ассоциация их со слоистыми осадочно-вулканогенными образованиями, соответствующая минералогическая ассоциация и т. д. Подводные условия излияний несомненно способствовали образованию зеленокаменных изменений, учитывая большую роль морской воды как дополнительного агента метаморфических процессов. Возможно, что именно в морских условиях происходило и образование «эпидотовых брекчий» в нижнеюрских порфири-тах Армении.

Однако, как указывает Д. С. Коржинский (1961), среднетемпературная пропилитизация с характерным парагене-

зисом альбита с эпидотом является устойчивой только на глубинах не менее 1,0 км, т. е. соответствует гипабиссальной фации формирования магматогенных пород. Для более низкотемпературной пропилитизации, т. е. для процесса, протекающего на меньшей глубине, эпидот является неустойчивым, а плагиоклазы, даже самые основные, не подвергаются разложению и альбитизации. Наряду с вышеуказанным, следует отметить, что довольно строгая ограниченность в распространении этого процесса, практически совпадающая со стратиграфическими границами, формирование толщи в определенных приповерхностных морских условиях и в некоторой степени деформированность пород указывает на активную роль процессов регионального динамометаморфизма. Иногда осложненных действием восходящих послемагматических растворов, внедрившихся малых интрузивов габбро-диабазов. Таким образом, рассматривая вопрос о физических условиях и об относительном времени наложения охарактеризованных выше процессов зеленокаменного изменения пород, мы приходим к выводу, что, по существу, здесь наблюдается многократное наложение отдельных фаз метаморфизма на одну и ту же вулканогенную толщу, т. е. проявляется полиметаморфизм.

Пропилитизация. К характерным и широко распространенным процессам в юрских вулканогенных породах Армении относится также процесс пропилитизации. Пропилитизация, как это полагает Д. С. Коржинский (1955), принадлежит, по существу, к группе процессов зеленокаменного метаморфизма, однако она свойственна эффузивным породам среднего (андезитового) или кислого состава и отвечает низкотемпературной стадии трансильванского типа. Таким образом, для вулканогенных образований юрского периода Армении пропилитизация характерна преимущественно для вулканогенных образований байоса, а также, в меньшей степени — других эффузивов кислого и среднего состава других возрастных групп.

В отличие от Н. И. Наковника (1954₂), считающего пропилитизацию наихарактернейшим типом гидротермального изменения изверженных пород среднего и основного состава, мы придерживаемся классификации, предложенной Д. С. Коржинским, ибо, как показали исследования вулканогенных образований Малого Кавказа, процесс пропилитизации охватывает только эффузивные образования среднего (андезитового и андезито-дацитового) и кислого (кератофиры, альбитофиры, кварцевые плагиопорфиры) состава. Состав измененных эффузивов в точности соответствует классическим пропилитам.

Характерными чертами пропилитизации, как процесса, приводящего к появлению определенных минеральных новообразований, следует считать (наряду с теми процессами, которые свойственны и общим процессам зеленокаменного изменения) также серицитизацию, карбонатизацию, местами также гематизацию (ожелезнение) и окварцевание. Серицитизация в породах описываемой формации в основном связана с изменением полевых шпатов, являющихся главным компонентом кислых лав и пирокластов кератофирового, альбитофирового и плагиопорфирового составов. Изменению и замещению подвергаются 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, в частности для шамлугских кератофиров.

По Н. И. Наковнику (1954₂), преобладающей формой нахождения пропилитовых минералов являются псевдоморфозы, т. е. замещения первичных минералов и рассеянные скопления. С этой точки зрения особый тип изменения в юрских вулканогенных образованиях наблюдается у барабатурских кварцевых порфиров Кафанского района, представляющих по своему генезису подводные излияния. Пропилитизация пород здесь начинается с изменения темноцветных компонентов и кончается полевыми шпатами. Фемический минерал (роговая обманка) в них полностью разложен и замещен средне-низкотемпературным хлорит-актинолит-эпидотовым агрегатом; плагиоклаз же (состава андезина) остается при этом сравнительно свежим; такая последовательность отвечает последовательности уменьшения химической активности минералов—значению рН. Кроме того, что особенно интересно, в основной массе этой породы появляется значительное количество позднего, низкотемпературного кварца (Малхасян, 1959, 1966), частью образующего крупные идиоморфные кристаллы, иногда достигающие значительных размеров. Образование этих фенокристов, явно не находящихся в равновесии с другими компонентами породы и не имеющих магматического происхождения, по мнению А. П. Лебедева, связано в какой-то степени, по-видимому, с теми же процессами аутометасоматоза, протекавшими местами с интенсивным привносом кремнезема.

Пропилитизация с развитием всего свойственного ей комплекса минеральных новообразований является также весь-

ма характерным процессом изменения для разнообразных кислых субвулканических пород верхней юры, широко представленных в Кафанском и Алавердском районах (кварцевые альбитофиры, плагиогранит-порфиры, андезит-дациты и пр.).

По общей сумме признаков—составу минеральных новообразований и т. п., пропилитизация средних и кислых вулканогенных образований юры может быть отнесена к сравнительно низкотемпературной—хлорит-эпидотовой фации (по Д. С. Коржинскому, 1955), поскольку актинолит здесь не характерен.

Общее сходство зеленокаменных изменений и пропилитизации при образовании минеральных парагенезисов подтверждает принадлежность всех юрских вулканогенных образований примерно к одной и той же фации или ступени средне-низкотемпературного метаморфизма.

Последней, более низкотемпературной стадией автометаморфических процессов является процесс цеолитизации, имеющий небольшое распространение в образованиях верхней юры.

Рассмотренные типы метаморфических изменений кроме лав массивного и мандельштейнового сложения, равным образом наблюдаются также в ассоциирующих с ними разнообразных пирокластических образованиях—туфах, туфобрекчиях и т. д. В особенности сильно проявляются зеленокаменные и сопровождающие их местами гидротермальные изменения в грубообломочных агломератовых туфах и туфобрекчиях, в которых зачастую наблюдается полное перерождение цементирующей обломки массы в агрегат эпидота, хлорита и других минералов. Повышенная степень изменения пирокластических пород по сравнению с лавами естественным образом связана с более высокой степенью проницаемости пирокластических пород для циркуляции минерализующих растворов.

Гидротермальный метаморфизм

Гидротермальный тип метаморфизма в отличие от вышеуказанных процессов характеризуется локальным развитием и в основном приурочен к наиболее благоприятным для движения растворов ослабленным тектоническим зонам и прежде всего к околорудным зонам (Кафан, Алаверды, Шамлуг, Ахтала и др.). Здесь он представлен широким рядом процессов от окремнения и алуинитизации пород до рудной минерализации.

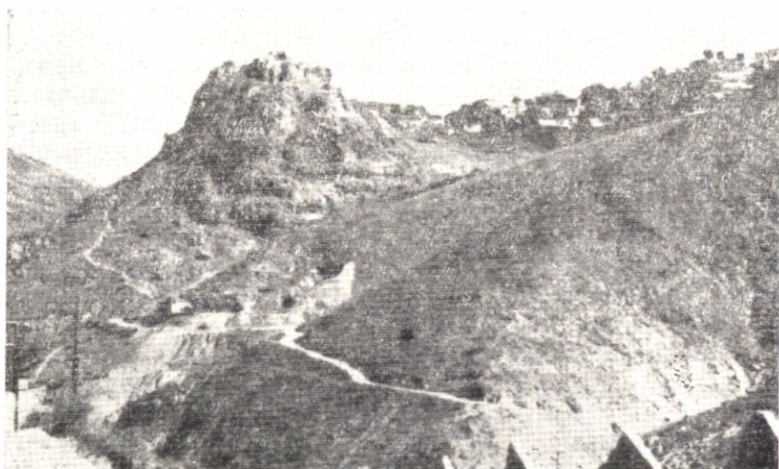
В настоящее время излишне говорить о значении изучения гидротермальных процессов и вызванных ими изменений, ибо они являются одним из главных отправных пунктов для

выявления «первичных ореолов» и поисков слепых рудных тел, хотя некоторые исследователи (Казарян, Шехян, 1963; А. Г. Казарян, 1965) стараются свести их роль на нет, о чем речь будет ниже.

В практической деятельности на месторождении гидротермально измененные породы помимо вторичных кварцитов принято разделять на три категории: гидротермально измененные, сильно измененные и очень сильно или нацело измененные породы. Такое разделение проводится на основании характера изменения и степени сохранности первичного состава и структурных признаков пород. К первой группе фактически относятся существенно хлоритизированные и в меньшей мере серицитизированные, иногда окварцованные породы, сохранившие свои структурные признаки и частично минеральный состав. Во вторую группу включаются существенно серицитизированные и окварцованные породы, которые, утратив свой первоначальный состав и часть других признаков, все же поддаются определению, в основном благодаря сохранившимся реликтам структуры. И, наконец, к третьей группе относятся адиагностически кварцево-серицитовые породы, полностью утратившие все свои признаки. Их первоначальный состав может быть установлен только при наличии в массиве этих пород менее измененных участков. Задача несколько облегчается, если первоначально порода содержала кварц, который обычно сохраняется даже в нацело измененных породах.

В геологическом отношении гидротермально измененные породы развиты почти исключительно среди образований нижней (?) и средней юры. Здесь они пользуются широким распространением и отличаются большим разнообразием. Среди всего многообразия измененных пород наибольшим развитием пользуются фации вторичных кварцитов, кварцево-серицитовые, серицит- и алунитсодержащие, а также хлоритсодержащие разновидности пород. Иначе говоря, здесь развиты породы, возникающие под воздействием кислых гидротерм, для которых характерны процессы окварцевания, серицитизации, каолинизации, алунитизации, хлоритизации, пиритизации и карбонатизации. Широко развиты также в пределах рудных полей явления огипсования пород. Кроме перечисленных изменений в отдельных участках отмечаются биотитизация и флюоритизация пород. Последняя охватывает также и верхнеюрские породы. Обычно гидротермально измененные породы пространственно тяготеют к крупным нарушениям. Не менее отчетливо обнаруживается связь измененных пород с выходами субвулканических кварцевых плагиопорфиров и альбитофиров.

Среди гидротермально измененных пород наиболее широкое распространение имеют вторичные кварциты, хотя они не образуют крупных массивов. Обычно они проявляются в виде небольших массивов площадью в несколько гектаров и отчетливо тяготеют к разломам и выходам кварцевых плагиопорфиров и альбитофиров. В соответствии с представлениями о минеральных фациях вторичных кварцитов (Наковник, 1954,) в пределах рудных полей могут быть выделены: монокварциты, серицитовые, каолинито-пироксилитовые и алунитовые кварциты. Иногда в распространении фаций вторичных кварцитов для отдельных рудных полей достаточно хорошо проявляется зональность относительно выходов кварцевых плагиопорфиров.

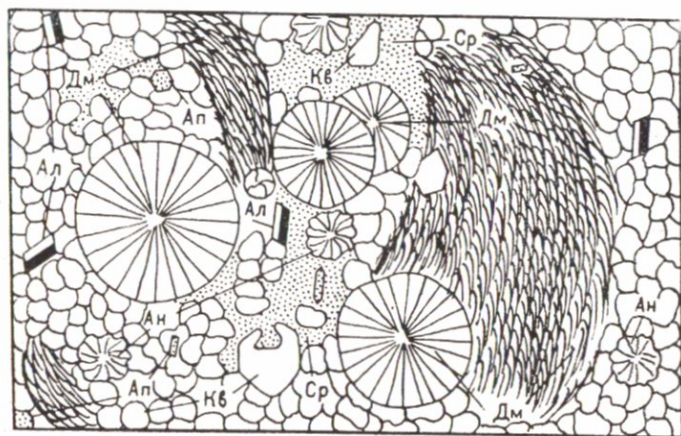


Фиг. 20. Скала Каварт в Кафане, целиком сложенная из вторичных кварцитов (ныне она почти полностью отработана).

Наиболее крупные выходы *монокварцитов* и тесно связанных с ними серицитовых кварцитов отмечены на Кафанском месторождении, где особенно значителен выход на вершине г. Каварт (фиг. 20)*, на Алавердском и Шамлугском месторождениях, а также на г. Лалвар. Во всех указанных случаях кварциты развиваются преимущественно по порфиридам и их пирокластам, реже по туфоосадочным породам (Каварт).

* В связи с разработкой нижних горизонтов участка Каварт, в настоящее время огромная вершина, являющаяся их покрывкой и сложенная кварцитами, снимается.

Занимая небольшую площадь, все отмеченные выходы характеризуются небольшим распространением по вертикали, образуя как бы «купола» или «покрышки», под которыми обычно отмечаются скопления промышленных медных руд. Такое положение может быть объяснено тем, что образование описываемых вторичных кварцитов несколько предшествовало фазе оруденения и они явились своего рода экраном для поднимающихся рудных терм. Зональность всех описываемых выходов кварцитов в общем однообразная и проявляется в уменьшении роли кварца в породе и переходе ее через кварц-серицитовые в серицитизированные, а затем пропилитизированные породы.



Фиг. 21. Дюмортьеритовый кварцит г. Лалвар.
Дм—дюмортьерит, Ан—андалузит, Кв—кварц,
Ср—серицит, Ап—апатит, Ал—альбит

Андалузит-дюмортьеритовые кварциты среди юрских вулканогенных образований Армении отмечены только в Алавердском районе на восточном склоне г. Лалвар. Судя по реликтовым текстурам, структурам и переходам во вмещающие породы, вторичные кварциты образованы по юрским порфирирам. Породы эти насыщены дюмортьеритом (в среднем составляя 5—8% породы). Генезис дюмортьерита, по-видимому, следует объяснить более поздним проникновением из магмы борной кислоты, которая в условиях давления и медленного охлаждения частично преобразовала силлиманит в дюмортьерит (Малхасян, 1962₂). Предположение, что первоисточник бора для образования дюмортьерита мог находиться во вмещающих породах, отпадает, так как последние пред-

ставлены 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.

Алунитовые кварциты пользуются значительно меньшим распространением и пространственно тяготеют в основном к участкам полиметаллического оруденения, развиваясь главным образом в барабатурмских кварцевых порфиритах Кафана. Отмечены эти породы преимущественно в бассейне р. Халадж, недалеко от Халаджского месторождения и несколько севернее развалин сел. В. Тежадин и на левом склоне долины руч. В. Шаумянский. В обоих случаях они контролируются разрывными нарушениями, более мелкими, чем вышеописанные серицитовые кварциты.

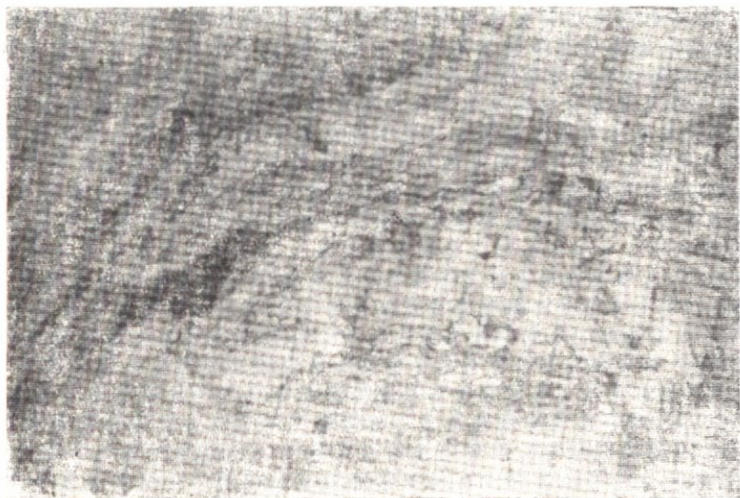
Площадь, занятая первым, более значительным выходом алунизированных пород, не превышает одного гектара. Второй выход совершенно ничтожен по размерам. Основная часть его, видимо, скрыта под верхнеюрскими образованиями.

К неизменным вмещающим породам алунитовые кварциты переходят через довольно значительную по мощности зону серицитизированных пород, почти не затронутых окварцеванием.

Каолинито-пиррофиллитовые кварциты установлены в Кафанском районе на участке Дзорастан и, по-видимому, связаны с жерловой фацией кварцевых плагиопорфиров. Кварциты, по данным Ю. А. Лейе (1963), развиваются здесь почти исключительно по кварцевым плагиопорфирам, выполняющим жерло. По мнению Ю. А. Лейе, здесь имеет место наложение нескольких фаций кварцитов друг на друга, что вызвано, видимо, неоднократно повторяющейся длительной циркуляцией газовых и водных растворов по каналу вулкана. Граница распространения вторичных кварцитов довольно резкая и практически совпадает с контуром тела, за пределами которого развиты кварцево-серицитовые породы, которые только на отдельных небольших участках могут быть отнесены к серицитовой фации кварцитов.

Помимо образования вторичных кварцитов, в пределах юрской вулканогенной формации Армении широко развиты также другие разновидности гидротермально измененных пород. К таким образованиям относятся *серицитсодержащие породы*, являющиеся одними из наиболее распространенных гидротермально измененных пород в пределах Кафанского, Шамлугского и Ахтальского рудных полей и обычно пространственно и генетически связанных с рудоподводящими ка-

налами и рудными телами. По степени насыщения породы серицитом всю эту группу можно разделить на серицитизированные и серицитовые породы. Последние представляют собой интенсивно измененные породы, утратившие первоначальную структуру и минеральный состав. Серицитизация преимущественно развивается в породах кислого типа—альбитофирах, плагинпорфирах и др. Довольно интенсивно серицитизации подвержены также перемятые рассланцованные породы в



Фиг. 22. Серицитсодержащие кварциты. Кафанское месторождение, рудник № 7—12.

зонах дорудных разломов. Нередко такие зоны бывают сложены почти мономинеральным серицитом. Вне тектонических швов серицитизация проявляется параллельно с окварцеванием и в этом случае образуются кварцево-серицитовые породы, описанные выше. Определение возраста образования серицитолитов Алавердского рудного района (Багдасарян, Гукасян, Налбандян, 1962) позволило уточнить не только их возраст (от 154 до 160 млн. лет), но и возраст оруденения Алавердского месторождения как средневерхнеюрский, ибо гидротермальные процессы, давшие колчеданную рудную минерализацию, одновременно вызывали интенсивное изменение рудовмещающих порфиров и туфобрекчий средней юры. Серицитизации легче поддаются породы кисло-средней магмы—кварц-плагинклазовые и кварцевые порфиры, тогда как плагинклазовые порфиры и диабазы в большей степени подвержены хлоритизации.

Обычно серицитизация проявляется не как самостоятельный процесс, а сопровождается каолинизацией и хлоритизацией пород. В серицитизированных породах изменению вначале подвергаются плагиоклазовые вкрапленники, а затем уже и основная масса породы. Макроскопически серицитизированные породы представляют собой осветленные, иногда глинистые образования, имеющие в рудниках кремовую, а на поверхности, за счет гидроокислов железа, красновато-бурую окраску.

В условиях поверхностного выветривания вследствие разложения пирита осветленные серицитовые породы подвергаются лимонитизации и приобретают весьма пеструю, пятнистую (желтую, красную, бурую, белую) окраску. На месторождениях такие породы получили наименование «марашей» или «марашистых зон». В зависимости от степени окварцевания серицитовых пород среди «марашей» выделяют плотные и рыхлые разновидности. Первые развиты значительно больше.

Каолинизация рудовмещающих пород самостоятельно не проявляется и сколько-нибудь значительных выходов каолиновых пород не наблюдается, за исключением, может быть, массива каолинито-пирофиллитовых кварцитов в Кафанском месторождении. Обычно каолинизация развивается параллельно с серицитизацией и окварцеванием, предпочтительно среди более кислых пород (кварцевые порфириды и плагио-порфиры). Присутствует каолинит в виде рассеянных по породе скоплений, которые хорошо распознаются только под микроскопом.

В последние годы в измененных серицитовых породах, сопровождающих крупные дорудные разломы, был установлен диккит (Исаенко, 1963). Последний образует мелкие, зеленовато-голубые линзы вязких диккитовых пород, располагаясь обычно в центральных частях рассланцованных пород зоны разлома, что может служить подтверждением его более позднего образования.

По данным М. П. Исаенко, выделения неправильной формы и прожилки диккита отмечаются также в рудовмещающих порфиритах и пострудных дайках диабазов и габбро-диоритов. Автор генезис диккита в условиях Кафанского месторождения объясняет воздействием горячих кислых растворов на рудовмещающие вулканогенные породы основного и среднего состава, при котором происходил вынос Na_2O , K_2O , CaO и MgO . При этом, большая часть кремнезема и глинозема, входящих в состав порообразующих минералов, образует диккит.

Хлоритизация наиболее широко распространена среди всех разновидностей порфиров и диабазов. Помимо вышеотмеченного процесса хлоритообразования, развивающегося преимущественно в мезостазисе пород и имеющего автометаморфический характер, отмечаются также хлориты, образующиеся главным образом в миаролитовых пустотах.

Следует заметить, что постоянное и высокое содержание хлорита в порфиритах и диабазах, т. е. в породах, производных средне-основной магмы, указывает на то, что магма была довольно обогащена водой. Возможно, что повышенная концентрация водяных паров в лейкократовых отщеплениях диабазов, т. е. в лейкодиабазов, и была причиной, обусловившей исключительное развитие в них хлорита (как указали в описательной части, породы эти—лейкодиабазы почти без пироксена).

В миндалевидных разновидностях порфиров обычно хлорит нацело или вместе с цеолитами, халцедоном, кальцитом и опалом слагает миндалины. Развитие хлорита по периферии миндалины, внутри цеолита, халцедона или других минералов указывает на то, что хлоритизация является более ранним процессом гидротермальной деятельности.

Среди хлоритсодержащих пород также можно выделить хлоритовые и хлоритизированные породы. Первые имеют ограниченное распространение и тесно связаны с относительно мелкими тектоническими нарушениями, по швам которых они развиваются. Более широко распространены хлоритизированные породы. В зависимости от температурных условий процесса хлоритизации различается несколько типов хлоритов. Наиболее интенсивно хлоритизация развивается в породах основной и среднеосновной группы—в порфиритах зеленокаменной толщи Армении, в плагиоклазовых порфиритах Куртамякского участка Кафанского месторождения, к югу от рудника № 6 и в пределах рудника № 7—10 того же месторождения и в районе пос. Ленрудники в Алавердском рудном районе. Естественно, что хлоритизация проявляется совместно с серицитизацией и окварцеванием пород, но в указанных участках этот тип гидротермального изменения явно преобладает над всеми другими.

Постоянное и высокое содержание хлорита в описываемых породах указывает на первичное обогащение магмы водой.

Макроскопически хлоритизация выражается в том, что придает породе более темный, зеленовато-синий или черно-зеленый цвет. Под микроскопом хорошо заметно, что преимущественно хлорит развивается в мезостазисе, а затем развивается по темноцветным минералам—пироксенам и амфиболом и реже по плагиоклазу.

На поверхности, в результате выветривания, гидротермально хлоритизированные породы покрываются тонкой корочкой краснобурых окислов железа, благодаря чему такие участки резко выделяются на фоне других пород. Под корочкой гидроокислов железа почти во всех случаях наблюдается обеленная порода, которая вглубь переходит в темные хлоритизированные породы. Это обеление происходит, видимо, под воздействием сернокислых растворов, образующихся при разложении сульфидов, что экспериментально было подтверждено Д. М. Шилиным и В. И. Ивановой (1954). Теми же авторами отмечается, что указанные корочки гидроокислов железа развиваются по породам, в которых присутствуют существенно железистые хлориты, характерные для гидротермально измененных пород, сопровождающих медно-колчеданное оруденение.

Цеолитизация в вулканогенных образованиях юры констатирована только в миндалинах плагиоклазовых порфиров средней и еще больше верхней юры. Она в основном развита в породах Кафанского и частично Горисского районов на территории Шурнухского леса. Цеолиты представлены в виде гнезд диаметром до 10 см величиной. Иногда в породах цеолиты образуют густую сеть прожилков, пронизывающих покров в разных направлениях.

Цеолитизацию в аналогичных образованиях Грузии Д. С. Белянкин и В. П. Петров (1945) связывают с перерождением вещества альбитовых кристаллов под влиянием привноса паров воды.

Флюоритизация тесно связана с рудными жилами. В основном она развита в пределах Кафанского рудного района, в районе месторождения Шаумян и в руднике № 6 на небольшой территории и представлена флюоритом. Наличие флюорита указывает на то, что гидротермальные растворы были относительно богаты летучими компонентами.

Пиритизация рудовмещающих пород развивается повсеместно параллельно с другими процессами и схватывает почти все породы рудных полей. Наиболее интенсивно она развита среди пород средней юры и наиболее обильна при развитии процессов серицитизации, пропилитизации и окварцевания. В ряде участков (Ленрудники в Алавердском рудном районе, Ленгруппа, Барабатум, Шаумян в Кафанском рудном районе и др.) степень интенсивности ожелезнения доходит до такого состояния, что породы превращает в «мараши». Необходимо, однако, отметить, что пирит, даже при его большом содержании в породе, не может служить указанием на близость промышленных рудных тел и как поисковый признак может использоваться только в сочетании с другими признаками.

По характеру распространения, густоте и крупности кристаллов может быть выделено несколько типов пиритизации. Наиболее распространенным является мелкозернистый пирит, относительно равномерно распределенный в породе. Реже отмечается пирит в крупных, правильно ограненных кристаллах или мелкозернистый пирит, образующий отдельные скопления. Среди пород верхней осадочной серии параллельно с пиритом отмечается также и марказит.

В поверхностных условиях пирит обычно подвергается окислению и переходит в лимонит, а скопления его превращаются в рыхлую сыпучую массу.

Карбонатизация характерна для верхних горизонтов среднеюрских пород. Особенно интенсивно она развита среди пород верхней осадочной серии Кафанского месторождения.

Макроскопически карбонатизированные породы сохраняют свою естественную окраску и текстурно-структурные особенности.

В порфиритах карбонаты хорошо развиваются по порфировым выделениям, в туфах они обычно замещают цементирующую массу и реже охватывают обломочный материал. Параллельно с карбонатами в породе почти всегда присутствует хлорит, реже серицит и вторичный кварц.

Среди этого типа гидротермальных процессов заслуживает упоминания формирование чрезвычайно интересных оригинальных образований карбонатного состава на Кафанском месторождении. Морфологически они представляют жилы и дайкообразные тела мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров (8—10 м). Эти образования, вероятно, непосредственно связаны с общим очагом рудообразования, на что указывает также наличие в них, в некоторых случаях, редкой вкрапленности сфалерита и халькопирита.

Огипсование развито в основном среди пород верхней осадочной серии средней юры Кафанского месторождения и в районе пос. Ленрудники Алавердского месторождения и представлено достаточно мощной гипсово-ангидритовой толщей, которая рассматривается нами как метасоматическая порода, образовавшаяся за счет вулканогенно-осадочных пород и известняков* под воздействием сульфатных растворов. В меньшей мере гипсы развиты вблизи рудных тел и иногда накладываются на рудные жилы.

Высказанное мнение относительно природы гипсово-ангидритовой толщи подтверждается ее приуроченностью к

* На Кафанском месторождении помимо описанных процессов огипсования известняков, по-видимому, имеет место также процесс перекристаллизации известняков и превращение их в гипс и ангидрит.

породам верхней осадочной серии именно в центральной и юго-восточной частях Кафанского рудного поля, т. е. там же, где имеют распространение и известняки. В пределах площадей, занятых верхнеюрскими образованиями, они вскрыты непосредственно под ними (скв. № 131, 153, 328, 340); кроме того нередко наблюдается интенсивное огипсование туфоосадочных пород верхней осадочной серии (р-к № 7, гор. 1095 м; р-к № 6).

Образование гипсово-ангидритовой толщи следует отнести к пострудному периоду, т. е. к моменту, когда промышленные рудные тела уже были сформированы, но гидротермальный процесс еще продолжался. Об этом свидетельствуют факты корродирования и цементации рудных минералов (пирит, галенит, сфалерит, халькопирит) ангидритом. Эти явления детально описаны и хорошо иллюстрируются Ван-Цзубаном и В. Н. Котляром (1957), а позже К. А. Карамяном и А. С. Фарамазяном (1959).

Из других процессов гидротермального изменения, тесно связанных с вышеописанными, необходимо отметить *альбитизацию*, наиболее интенсивно развитую среди порфиристов разного состава.

С целью выяснения химизма гидротермально измененных пород и характера растворов, вызвавших эти изменения, нами были собраны все имеющиеся химические анализы этих пород, а также произведены дополнительные анализы. К сожалению, точное место взятия образца и его детальное описание в первоисточнике не приводятся, в силу чего мы сочли возможным вывести средние значения из нескольких имеющихся анализов и сопоставить их со средним составом соответствующей неизменной породы*.

Недостатком всех приводимых ниже анализов является отсутствие данных об объемном весе анализируемых пород, однако исправить этот недостаток, в силу указанных причин, не представляется возможным. В результате протекавшие изменения сравниваются не в единице объема (Наковник, 1958), а в единице массы.

Для удобства сравнения все анализы пересчитаны по кислородному методу Т. Барта. Цифровые значения и полученные формулы этих пород приводятся ниже, в табл. 4—7.

Приведенные цифровые данные, несмотря на их недостатки, с учетом вышеприведенного описания гидротермально

* Для данной цели использованы анализы пород только по Кафанскому месторождению, так как наиболее полные данные имеются только по нему.

измененных пород позволяют сделать ряд выводов относительно перераспределения вещества под воздействием гидротермальных растворов.

1. Щелочи из гидротермально измененных пород выносятся, причем особенно интенсивно в начальную стадию изменения, в процессе хлоритизации пород. В более измененных (серицитизированных) породах количество калия обычно возрастает.

2. Кальций ведет себя по-разному—в плагиоклазовых порфиритах и в кварцевых плагиопорфирах, т. е. в породах, подвергшихся интенсивной альбитизации, он выносится, особенно активно в менее измененных разностях; в кварц-плагиоклазовых порфиритах и кварцевых альбитофирах—наоборот. Выше было также отмечено, что карбонатизация вообще свойственна верхним горизонтам среднеюрских пород. Такое распределение кальция позволяет допустить, что гидротермы первоначально не были им насыщены, но освободившийся в

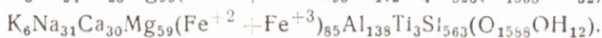
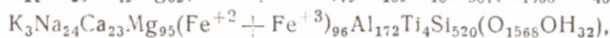
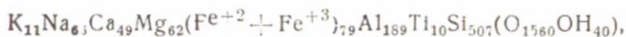
Таблица 4

Плагиоклазовые порфириты

Окислы	Свежие	Гидротермально измененные	Сильно гидротермально измененные
SiO ₂	53,63	54,53	58,95
TiO ₂	1,43	0,55	0,54
Al ₂ O ₃	16,36	15,29	12,26
Fe ₂ O ₃	5,36	8,38	9,40
FeO	5,24	4,55	3,43
MgO	4,41	6,74	4,15
CaO	4,92	2,27	2,91
Na ₂ O	3,62	1,28	1,72
K ₂ O	0,89	0,33	0,56
H ₂ O	0,66	0,50	0,36
п.г.п.	3,68	4,13	5,45
Сумма	100,38	98,82	99,91

Средние составы выведены: для свежих порфиров из 5 анализов (Малхасян, Лейе, 1956); для измененных—из 3 анализов и для сильно измененных—из 4 анализов, заимствованных у Ю. А. Арапова. Образцы для этих анализов взяты в горных выработках рудников № 1—2 и 6.

Формулы пород соответственно равны:



процессе альбитизации кальций, попадая в циркулирующие растворы, переносился ими и фиксировался в более высоких горизонтах.

3. Относительное количество магния во всех измененных породах возрастает и особенно заметно в хлоритизированных. Здесь можно предполагать как частичный привнос магния растворами (Шилин, Иванова, 1954), за счет чего образуются магнезиально-железистые хлориты, так и относительное повышение его содержания в породе за счет выноса других элементов. В более измененных разностях, по мере развития процессов серицитизации и окварцевания, количество магния уменьшается.

4. Количество железа в измененных породах возрастает, что проявляется и внешне в их пиритизации. Исключение составляют только кварцевые альбитофиры, в которых наблюдается некоторое понижение содержания железа.

5. Содержание алюминия в эффузивных породах с увеличением степени их измененности непрерывно понижается, в субвулканических породах, наоборот, возрастает.

6. Содержание кремнекислоты, напротив, с увеличением

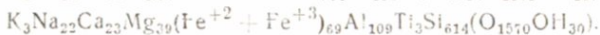
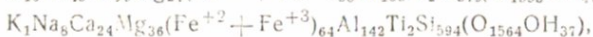
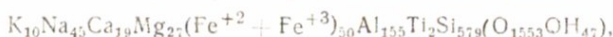
Таблица 5

Кварц-плагиоклазовые порфириды

Окислы	Свежие	Гидротермально измененные	Сильно гидротермально измененные	Очень сильно гидротермально измененные
SiO ₂	64,95	65,65	53,23	67,79
TiO ₂	0,35	0,35	0,95	0,45
Al ₂ O ₃	15,71	13,35	13,75	10,21
Fe ₂ O ₃	4,91	7,38	10,27	7,28
FeO	2,45	1,94	2,82	2,60
MgO	2,02	2,73	3,98	2,44
CaC	1,96	2,49	5,66	2,45
Na ₂ O	2,61	0,46	1,89	1,29
K ₂ O	0,87	0,12	0,30	0,30
H ₂ O	0,80	0,64	0,44	0,48
п.п.п.	3,94	4,47	7,42	4,12
Сумма	100,73	99,59	100,72	99,91

Средние составы выведены: для свежих пород из 3 анализов (Малхасян, Лейе, 1956); для измененных—из 4 анализов; для сильно измененных—из 3 и для очень сильно измененных—из 3 анализов. Анализы заимствованы у Ю. А. Арапова. Образцы взяты в рудниках № 1—2 и 6.

Формулы пород соответственно равны:



степени изменения эффузивных пород возрастает, а в субвулканических—понижается.

7. Повышение содержания связанной воды в измененных субвулканических породах закономерно и объясняется их хлоритизацией, серицитизацией и каолинизацией. Тот факт, что в эффузивных породах содержание воды уменьшается, видимо, следует объяснить тем, что породы, принятые нами за «свежие», уже в силу ранних изменений были насыщены связанной водой (следует учитывать подводный характер излияния большинства среднеюрских эффузивов).

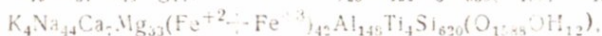
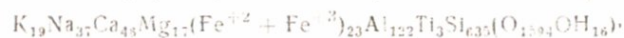
Дополнительные данные относительно привноса-выноса отдельных элементов были получены в результате спектрографического изучения измененных пород. Результаты металлометрической съемки по коренным породам Кафанского рудного района показали, что первичные ореолы рассеяния в большинстве случаев совпадают с площадями гидротермально измененных пород. В силу этого геохимическую характеристику ореолов, которая освещена Ю. А. Лейе (1960), можно

Таблица 6
Кварцевые плаггиопорфиры

Окислы	Свежие (обр. №85)	Гидротермально измененные (обр. № 81)	Очень сильно гидротер- мально измененные (обр. № К-4)
SiO ₂	71,18	70,00	64,37
TiO ₂	0,48	0,6	0,15
Al ₂ O ₃	11,67	14,25	17,26
Fe ₂ O ₃	1,38	2,70	3,00
FeO	1,94	3,28	0,52
MgO	1,34	2,53	1,12
CaO	4,86	0,77	0,73
Na ₂ O	2,22	2,58	2,68
K ₂ O	1,70	0,46	2,23
H ₂ O	0,28	0,22	1,01
SO ₃	не опр.	не опр.	2,34
н.п.н.	3,1	3,08	3,75
Сумма	100,24	100,57	99,16

Анализы № 85 и 81 (Малхасян, Лейе, 1956). Образец № К-4 взят из участка Куртамяк из кварц-порфировой дайки.

Формулы приведенных пород соответственно равны:



распространить на измененные породы. Такое сопоставление показывает, что при гидротермальном изменении из пород выносились титан, ванадий, галлий, иттербий, а также, частично из серицитизированных пород, марганец.

Интересно отметить, что медь, обычно приносимая в гидротермально измененные породы из алунитовых кварцитов и серицитизированных пород, расположенных стратиграфически ниже рудных тел, выносилась. Ее содержание в указанных местах значительно ниже «фоновое» содержания меди в рудовмещающих породах.

Приносились в гидротермально измененные породы медь, свинец, цинк, серебро, сурьма, мышьяк и в ничтожных количествах—молибден. Характерно, что последний элемент фиксируется в основном в серицитизированных породах подрудной толщи, из которых выносилась медь. По данным М. А. Лапп (устное сообщение), в гидротермально измененных породах из зон дорудных разломов северо-западного простирания, в частности из зоны Западно-Саяддашского разлома Кафанского месторождения, отмечено также повышенное (в 2—3 раза превосходящее кларковое) содержание иода.

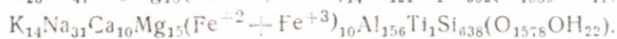
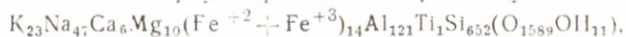
Таблица 7

Кварцевые альбитофиры

Окислы	Свежий (обр. № 91)	Очень сильно гидротермально измененный (обр. № К-5)
SiO ₂	77,60	74,63
TiO ₂	0,27	0,15
Al ₂ O ₃	12,23	15,45
Fe ₂ O ₃	2,14	1,20
FeO	0,14	0,54
MgO	0,88	1,20
CaO	0,66	1,13
Na ₂ O	2,90	1,85
K ₂ O	2,20	1,30
H ₂ O	0,22	0,40
SO ₃	не опр.	0,53
п.п.п.	1,16	0,63
Сумма	100,44	99,08

Анализ № 91 (Малхасян, Лейе, 1956); образец № К-5 взят на высоте Сарито-Прах.

Формулы приведенных пород следующие:



Исходя из приведенного описания гидротермально измененных пород и характера перераспределения вещества, мож-

но заключить, что растворы в момент их воздействия на породы были довольно кислыми, что подтверждается не только интенсивным выносом щелочей, но и широким развитием процессов алуинитизации и каолинизации пород, а также присутствием каолинито-пирофиллитовых кварцитов. В дальнейшем, в результате взаимодействия с вмещающими породами, происходит нейтрализация растворов, что отражено в образовании серицитовых кварцитов, а местами наблюдается также переход кислых растворов в щелочные (под воздействием которых происходила пропилитизация пород верхней осадочной серии, сопровождаемая их карбонатизацией). Несмотря на широкое распространение вторичных кварцитов и процессов окварцевания рудовмещающих пород, кремнезем в существенных количествах, видимо, не привносился. Вторичные кварциты и процессы окварцевания развивались в основном за счет перераспределения веществ исходных пород, что подтверждается взаимозависимостью содержаний глинозема и кремнезема и незначительными колебаниями в содержаниях последнего.

По-видимому, на направление движения, режим и характер растворов значительное влияние оказывают также пористость и трещиноватость пород, которые способствуют относительно свободной циркуляции кислорода, особенно в верхних зонах земной коры, где, как указывает С. И. Набоко (1963), породы обогащены подземными водами и под воздействием высокой температуры поднимающейся магмы приобретают характер гидротермальных растворов и тем самым в той или иной мере влияют на нормальный характер растворов. Однако такие участки не могут иметь регионального масштаба и носят локальный характер. При гидротермальном изменении, помимо характера растворов, большое значение имеет также литологический состав пород, чем обусловлен разнохарактерный процесс минералообразования.

Источник растворов, вызвавших гидротермальный метаморфизм описываемого типа, очевидно, следует искать в предполагаемых глубинных очагах магмы кислого состава, вероятно, в тех же очагах, с которыми было связано и происхождение рудоносных растворов, создавших Кафанское, Алавердское, Шамлугское и другие колчеданные месторождения, залегающие в пределах юрских вулканогенных толщ в северной и южной Армении. Что касается формирования медного и медно-колчеданного оруденения, то оно также произошло в среднетемпературных условиях. В настоящее время большинством исследователей считается, что медно-колчеданное оруденение Сомхето-Карабахской зоны генетически связано с глубинным очагом кварц-плагнопорфировых и альбитофиро-

вых образований, ибо кислые гранитоидные интрузии юрского возраста в пределах развития указанных месторождений отсутствуют. Вопрос о связи оруденения с субвулканическими образованиями рассматривается ниже, в специальной главе.

В целом характер гидротермального изменения рудомещающих пород и самих растворов (Бетехтин, 1953) позволяет уверенно говорить, что эти процессы протекали в близповерхностных условиях при низких температурах, о чем прежде всего свидетельствует развитие соответствующих фаций вторичных кварцитов (Наковник, 1954), в частности алунитовых, образование которых нередко происходит с участием вадозовых вод (Соболев, Фишкин, 1953) и низкотемпературной, приповерхностной пропилитизации (Коржинский, 1961).

В заключение следует отметить, что некоторые исследователи (Казарян и Шехян, 1963) гидротермальное изменение пород в юрской вулканогенной формации Армении приписывают только фумарольно-сульфатарной деятельности эффузивных образований, игнорируя при этом активную роль кислых субвулканических образований. Такое представление не находит своего подтверждения в природе, так как оно не учитывает не только состава магмы, объема выделений эманаций, но также состава изменяемых пород и глубинности. Общеизвестно, что кислые магмы и субвулканические образования характеризуются более значительными выделениями эманаций и газов разнообразного состава, чем породы среднего состава, образующие эффузивные покровы.

РОЛЬ ЮРСКОГО ВУЛКАНИЗМА В МЕТАЛЛОГЕНИИ
АРМЕНИИ

Генезис и возраст колчеданного оруденения Кавказа, и в частности Армении, до последнего времени 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 (А. 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 парагенетически связывают с кислыми гранитоидными интрузивами или их дифференциатами (Паффенгольц, 1928, 1932, 1934; Грушевой, 1935_{1,2}, 1940; Вартапетян, 1960; Мкртчян, 1960), другие—с субвулканическими образованиями кварцевых плагиопорфиров и альбитофиров (Магакьян, 1944, 1959; Котляр, 1955, 1960; Малхасян, 1962₁; Аракелян и Пиджян, 1956; Хачатурян, 1959 и др.), при этом ряд сторонников первого взгляда вообще отрицает роль кислых субвулканических образований в процессе рудообразования (Вартапетян, 1960) или резко отрывает процессы рудообразования от гидротермального изменения вмещающих пород, как по времени, так и по источнику (очагу) этих растворов (Казарян, Шехян, 1963; Казарян, 1965).

В противоположность взглядам первого направления, некоторые сторонники второго взгляда, придавая чрезвычайно большое значение субвулканическим образованиям, несколько умаляют рудообразующую роль гранитоидных интрузивов. При этом, как правильно отмечает В. Н. Котляр (1967), «некоторые геологи, упрощенно представляющие причины вулканизма, продолжают противопоставлять интрузивные

процессы вулканическим, а последние понимать как протекающие только на поверхности».

В настоящее время одной из актуальных проблем в учении о рудных месторождениях является рудоносность вулканогенных формаций. С этой проблемой связаны не только перспективы развития нашей сырьевой базы, но и многие аспекты развития теории рудообразования.

Ко всему сказанному следует добавить также, что еще 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 развивали 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.

Идея о генетической связи колчеданного оруденения с субвулканическими образованиями кварцевых порфиров Малого Кавказа впервые была выдвинута И. Г. Магакьяном (1959) для Армении и М. А. Кашкаем (1956) для азербайджанской части Малого Кавказа. Для месторождений Грузии эту идею развивают Г. А. Твалчрелидзе (1958), Г. М. Заридзе и Н. Ф. Татришвили (1959), Г. С. Дзоценидзе (1960), Ю. И. Назаров (1966) и др.

Необходимо отметить, что правильному решению вопросов, связанных с генезисом колчеданного оруденения Армении, способствовали труды И. Г. Магакьяна и С. С. Мкртчяна (1957, 1960), впервые указавших на геологическую близость Кафана и Алавердского рудного района и на резкое отличие их от Еревано-Ордубадской тектоно-магматической зоны, имеющей совершенно иную геологическую историю развития и характеризующуюся медно-молибденовым оруденением.

Следует также отметить, что для правильного понимания затронутого вопроса важное значение имели работы В. Н. Котляра (1960—1967), довольно подробно осветившего особенности строения и формирования месторождений, связанных с субвулканическими образованиями.

В Армении на площади развития юрской вулканогенной формации колчеданное оруденение наиболее интенсивно проявилось в основном на участках развития субвулканических образований—кварцевых плагиопорфиров и альбитофиров. В районах распространения и в непосредственной близости колчеданных месторождений гранитоидные интрузии либо отсутствуют, либо по возрасту они значительно моложе. Кро-

ме того, на примерах отдельных рудных полей Армении установлена явная синхронность колчеданных и полиметаллических месторождений с кварцевыми плагиопорфирами среднеюрского времени. Вопрос о возможной рудообразующей роли интрузивов в образовании колчеданного и полиметаллического оруденения в достаточной мере освещен в научной печати.

Основное внимание в данной работе мы уделяем соображениям о роли субвулканических образований в локализации колчеданного оруденения на материале изучения юрских вулканогенных толщ. Для полного представления затрагиваемого вопроса мы здесь вкратце остановимся также на эволюции взглядов на происхождение главнейших колчеданных месторождений Армении — Кафана и Алавердской группы месторождений.

Кафанское месторождение

Первое высказывание о генезисе Кафанского месторождения принадлежит А. Эрну (1910), связывавшему оруденение главным образом с внедрением основной магмы, выходы которой в виде многочисленных диабазовых даек, по его мнению, служили одновременно путями для гидротерм. Более поздними исследованиями (Грушевой, 1935₁) оруденение Кафанского месторождения связывается с кварцевыми альбитофирами, которые рассматриваются как производные Мегринского гранитоидного плутона. Описанные А. Эрном диабазовые дайки В. Г. Грушевым рассматривались как лампрофировые отщепления Мегринского плутона, послужившие путями проникновения гидротерм.

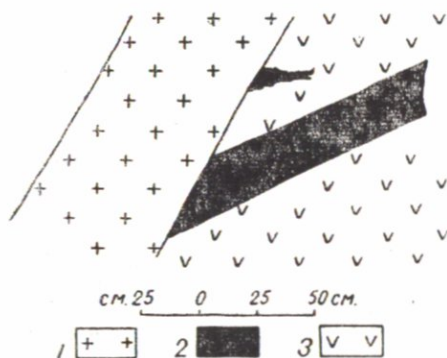
Несколько позже В. Н. Котляром и А. Л. Додиним (1937) в пределах Кафанского рудного поля были установлены мелкие выходы «гранитоидов» и связанные с ними кварцевые порфиры (помимо известных уже кварцевых альбитофиров). Этими авторами была создана наиболее стройная, являющаяся незыблемой довольно длительное время теория формирования месторождения, в которой учитывалась не только роль интрузивных пород, но также большое значение придавалось тектоническим и литологическим факторам. Согласно представлениям этих авторов, оруденение генетически связывалось с габбро-диоритами (габбро-диабазми—Э. М.), которые считались сателлитами Мегринского гранитоидного плутона третичного возраста. Соответственно, к этому возрасту авторы относили и оруденение. Что касается кварцевых порфиров, кварцевых альбитофиров и диабазов, то они считались не прямыми источниками оруденения, а только «...посредниками, ... вызывающими поднятие с глубинных частей еще не остывшей интрузии новых порций насыщенных гидротерм и

дающих пути для их проникновения в верхние горизонты».

Последующие исследователи Кафанского месторождения (Ю. А. Арапов, Д. Н. Логвин и др.) в основном придерживались взглядов, высказанных В. Н. Котляром и А. Л. Додиним.

За последнее десятилетие появился также ряд работ (Вартапетян, 1960, 1965), в которых отстаивается точка зрения о генетической связи промышленного оруденения Кафанского месторождения с мелкими выходами гранитоидов, являющихся дериватами Мегринского плутона и относившихся к третичному возрасту, или вообще отрицается роль субвулканических образований не только в рудообразовании, но и в сколько-нибудь существенном гидротермальном изменении пород (Казарян, 1965).

Несостоятельность этих взглядов вытекает из анализа всего фактического материала и подтверждается прежде всего тем, что указанные интрузии являются пострудными—они отчетливо секут гидротермально измененные породы, руды и перекрывающие их верхнеюрские отложения (фиг. 23). Нель-



Фиг. 23. Габбро-диабазы (1) в районе восточного № 18, рудника № 6, прорывающие рудную жилу № 29 (2) и среднеюрские плагиоклазовые андезитовые порфиры (3).

зя согласиться также с мнением о том, что кварцевые плагиопорфиры и кварцевые альбитофиры являются дериватами указанных интрузий. Как было уже отмечено, 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 г. Саяд-даш и в нижнем

гчении Арчадзорского ручья дайкообразные тела кварцевых плагиопорфиров отчетливо секутся микродиоритами и габбро-диабазы, что исключает возможность рассмотрения первых как дериватов последних.

Следует также отметить, что габбро-диабазы, которые ранее, да и сейчас, некоторыми исследователями рассматриваются как очаг оруденения, являются пострудными, по-видимому, имеют меловой возраст и прямого отношения к оруденению не имеют.

О явлениях парагенетической связи оруденения с кислыми субвулканическими образованиями и о возрасте последних говорит также широкое развитие гидротермальных изменений в рудовмещающих породах. Эти последние отмечаются только в районах распространения кварцевых плагиопорфиров, в то время как производные гранитоидных пород (т. е. габбро-диабазов) не вызывают никаких изменений.

Процессы гидротермальных изменений абсолютно не затрагивают также образований верхней юры, что еще раз свидетельствует о доверхнеюрском возрасте оруденения. Следует отметить, что из приблизительно пяти тысяч заданных скважин ни одна из них в породах верхней юры не зафиксировала хоть малейших признаков гидротермального изменения. Однако, чтобы объяснить отсутствие гидротермального изменения в породах верхней юры, А. Г. Казарян, Г. Г. Шехян (1963) и А. Г. Казарян (1965) вынуждены были резко оторвать процессы рудообразования от гидротермального изменения вмещающих пород как по возрасту, так и по источнику этих растворов. Эти авторы гидротермальное изменение пород юрской вулканогенной формации Армении, в частности Кафанского рудного поля, приписывают только фумарольно-сульфатарной деятельности эффузивных образований, игнорируя при этом активную роль субвулканических образований. Такая постановка вопроса не находит своего подтверждения, так как при этом не учитывается не только состав магмы, объем выделения эманаций, но также состав изменяемых пород в связи с глубиной. Общеизвестно, что кислые магмы и субвулканические образования кислого состава сопровождаются более значительными по суммарному объему и разнообразными по составу газово-жидкими эманациями, чем породы средне-основного состава, слагающие эффузивные покровы.

С другой стороны, трудно представить совершенно «сухие» среднетемпературные рудные растворы без каких-либо эманаций, которые, проникая в трещины, привели к образованию только рудных жил, без каких-либо изменений боковых пород.

Кроме изложенного, следует отметить, что в пределах Кафанской моноклиальной зоны вообще, видимо, отсутствуют интрузивы третичного возраста (Асланиян, 1958). В настоящее время все больше исследователей склоняется к мнению о неокомском возрасте этих интрузивных пород, подтверждение чего усматривается нами в следующем:

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

2. Данные об абсолютном возрасте наиболее крупного в этой зоне Цавского интрузива (Малхасян, 1957₂). Согласно этим данным, возраст Цавского интрузива, формирование которого проходило в две фазы, определяется соответственно в 135 и 130 млн. лет, что отвечает нижнему мелу или верхам верхней юры.

3. Сопоставление геохимических особенностей изверженных пород Кафанской моноклиальной 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 молибден, гафний, ниобий, тантал и вольфрам, являющиеся весьма характерными для пород Каджаранского рудного поля. С другой стороны, в последних отсутствуют серебро, сурьма и висмут, которые постоянно устанавливаются в измененных породах Кафана. Весьма характерны также различия в поведении циркония и иттербия в двух упомянутых районах. Заниженные, против юрских пород Кафана, содержания меди, цинка, свинца и полное отсутствие молибдена, гафния, ниобия, тантала и вольфрама в неокомских интрузивах свидетельствуют о пострудном характере этих пород и об отсутствии генетической связи между ними и породами Мегринского плутона.

С другой стороны, постоянное присутствие меди, цинка и свинца в юрских кварцевых порфирах и альбитофирах дает прямые указания на связь оруденения с отмеченными кислыми субвулканическими образованиями натрового состава в смысле общности родоначального очага.

4. Комплекс минералов тяжелой фракции, выделенной из неокомских интрузивных пород Кафана (магнетит, гематит, амфиболы, пироксены, эпидот, сфен, пирит, халькопирит, циркон, апатит, титаномагнетит и лейкоксен), резко отличается от такового из пород Мегринского плутона (Меликсетян, 1960).

Вторая точка зрения о парагенетической связи оруденения с очагом среднеюрского вулканизма подтверждается всем

фактическим материалом, накопленным за многолетний период исследований 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 плагиопорфирами и кварцевыми альбитофирами.

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

3. Тесная пространственная связь оруденения с гидротермально измененными породами, причем последние строго локализованы в пределах ниже-среднеюрских образований, тяготея к их верхним горизонтам, а характер метаморфизма—развитие низкотемпературной пропилитизации, внешних фаций вторичных кварцитов, алунитизации, свидетельствует о протекании этого процесса в близповерхностных условиях и позволяет говорить о его связи с вулканизмом. Характерно, что оруденение чаще всего локализуется в областях развития монокварцитов или кварцево-серицитовых пород с резким преобладанием кварца.

4. Близость геохимических особенностей среднеюрских вулканогенных образований и оруденения.

5. Особенности состава аксессуаров в магматических образованиях среднеюрского возраста, свидетельствующие о закономерном возрастании роли летучих в конечных дифференциатах этого очага и наличии в составе аксессуаров 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 плагиопорфирами и кварцевыми альбитофирами, выражающаяся в использовании магмой и рудоносными растворами одних и тех же путей для своего проникновения и нередко размещения рудных тел в пределах несколько ранее сформированных кварцевых плагиопорфиров.

8. Детализируя изложенное, можно прибавить, что близповерхностные месторождения, т. е. месторождения, парагенетически связанные с очагами вулканической деятельности, В. Н. Котляром (1960, 1961) выделены в самостоятельный генетический тип и приведены их характерные признаки, большая часть из которых отмечена и в пределах изученного нами рудного поля. Такими признаками, помимо изложенного, яв-

ляются: наличие гипогенной зональности в оруденении и изменении 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.

К числу прямых указаний на доверхнеюрский возраст основного (промышленного) этапа рудообразования на Кафанском месторождении следует отнести также факт полного отсутствия признаков гидротермальных изменений в породах верхней юры. Исследователи, относившие оруденение к третичному возрасту, это явление объясняют экранирующей ролью плотных, грубозернистых, слоистых туфопесчаников, залегающих в основании верхней юры. Мы не можем согласиться с таким мнением по следующим причинам. В ряде мест упомянутые туфопесчаники фациально переходят в известняки с незначительной примесью кварцевых зерен. Общеизвестно, что известняки являются весьма чувствительными и восприимчивыми к воздействию гидротерм. В то же время на левом склоне долины руч. В. Шаумяновский наблюдается налегание этих, совершенно свежих, известняков на нацело измененные, алунитизированные порфириды. Трудно допустить мысль, что гидротермы, нацело изменившие плотные кварцевые порфириды, не воздействовали на известняки. Скорее следует полагать, что процессы алунитизации произошли до образования верхнеюрских известняков.

Кроме того, в этом и других районах наблюдается ряд тектонических нарушений, с которыми связано интенсивное гидротермальное изменение (серицитизация, лимонитизация, пиритизация), которые четко перекрываются туфоосадочной толщей верхней юры, совершенно не проявляясь в последней. С другой стороны, тектонические нарушения, рвущие верхнюю юру и смещающие ее на значительную амплитуду, являются явно пострудными, т. е. образовались после промышленной фазы оруденения.

В качестве примера можно указать на Башкендский разлом, являющийся одним из наиболее крупных на месторождении. В шве этого разлома отмечаются прожилки барита, кальцита и местами густая вкрапленность пирита, но полностью отсутствуют признаки медного оруденения. Эти факты свидетельствуют о том, что формирование разлома проходило уже после главного этапа (промышленной фазы) оруденения, но, разумеется, еще в период действия гидротерм.

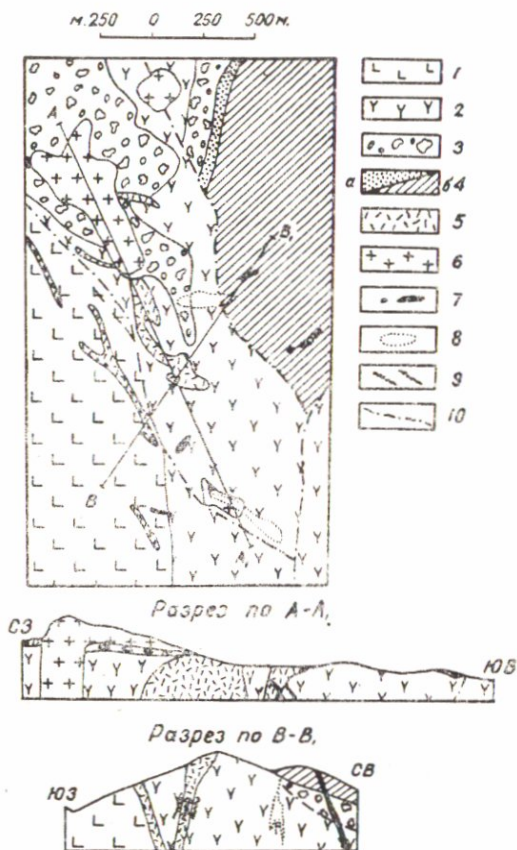
Таким образом, все имеющиеся факты свидетельствуют о доверхнеюрском возрасте *промышленной* фазы рудообразова-

ния и об их парагенетической связи с кварцевыми плагипорфирами, непосредственно за которыми последовали рудоносные гидротермы. Исходя из этого, кварцевые альбитофиры должны рассматриваться как пострудные образования, хотя в отдельных очень редких случаях они подвержены гидротермальным изменениям. Эти изменения, видимо, следует рассматривать как проявление заключительной, не промышленной фазы «холодных» гидротерм, давших только кварц-карбонат-флюоритовые прожилки (с молочно-белым, халцедоноподобным, низкотемпературным кварцем), совершенно лишенные признаков сульфидов.

Достаточно веские подтверждения в пользу связи оруденения с очагом вулканической деятельности можно почерпнуть также, используя метод аналогии, т. е. сопоставляя особенности Кафанского рудного поля с месторождениями, для которых связь оруденения с вулканизмом не вызывает сомнения (Котляр, 1961), с областями активного вулканизма. Так, детальные исследования С. И. Набоко (1961) позволили ей 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 следующие выводы упомянутого исследователя: «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...». Эти выводы, сделанные для области активного вулканизма, как видно из всего вышеизложенного материала, могут быть полностью перенесены на Кафанское рудное поле.

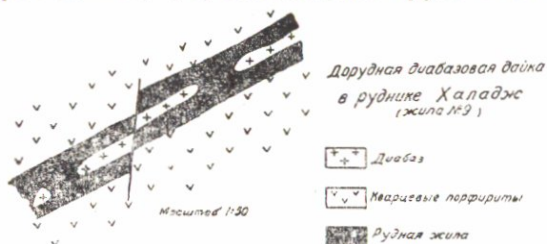
Таким образом, анализируя материалы, собранные к настоящему времени по Кафанскому рудному полю, мы не видим фактов, которые могли бы подтвердить мнение о связи оруденения с третичными или другого возраста интрузиями гранитоидного состава: напротив, все данные свидетельствуют о парагенетической связи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

В связи с изложенным, естественно, и возраст Кафанских месторождений оценивается нами как среднеюрский, подтвер-



Фиг. 24. Выходы кварцевых плагиопорфиров и альбитофиров на хребте Саяд-даш (по В. Н. Котляру и Ю. А. Леёе). 1. Порфиры зеленокаменной толщи. 2. Плагиоклазовые и кварц-плагиоклазовые порфиры. 3. Туфокогнлсмераты верхней осадочной серии. 4. Туфокогнломератова свита с горизонтом грубозернистых туфопесчаников в основании. 5. Кварцевые плагиопорфиры. 6. Кварцевые альбитофиры. 7. Габбро-диабазы. 8. Рудные тела прожилково-вкрапленного типа. 9. Рудные жилы. 10. Тектонические разрывные нарушения.

ждение чего мы видим в следующем: 1) парагенетическая связь оруденения с очагом среднеюрского вулканизма, крайними дифференциатами которого являются кварцевые плагиопорфиры и кварцевые альбитофиры, в возрастную «вилку» которых попадает промышленное оруденение (фиг. 24); 2) размещение продуктов минерализации в возрастной «вилке» диабазовых даек (лейкодиабазы и «внутриминерализационные» диабазы), возраст которых определяется как доверхнеюрский (фиг. 25—27)*; 3) тесная связь оруденения с разлома-



Фиг. 25.

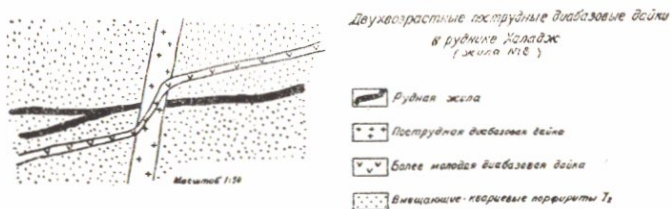


Фиг. 25а. Деталь поглощения рудной жилы (а) № 9 Халаджа дорудной диабазовой дайкой (б).

ми северо-западного простирания, развитие которых происходило в процессе формирования нижне-среднеюрского структурного этажа и большинство из которых в породах

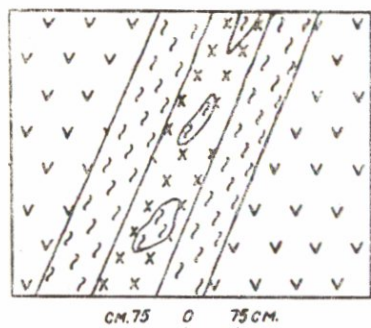
* Убедительные факты в пользу присутствия в пределах рудного поля даек внутриминерализационных диабазов приводятся также В. Н. Котляром (1958).

верхнеюрского-нижнемелового этажа совершенно не проявлено (фиг. 28); 4) отсутствие промышленного оруденения и



Фиг. 26.

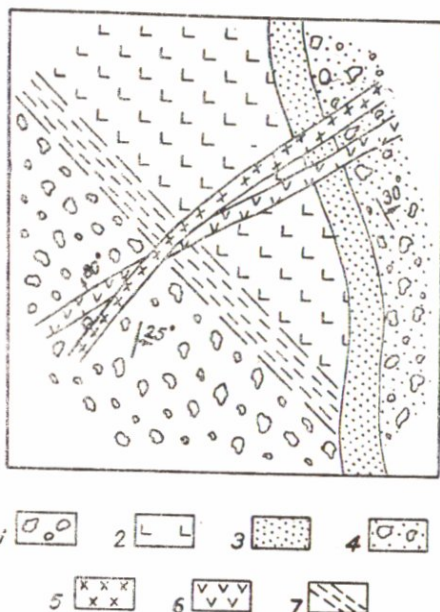
явлений гидротермального изменения пород в образованиях верхней юры*; 5) Наличие хорошо окатанных гематитовых галек в базальном конгломерате верхнеюрских отложений, из которых в различное время В. Н. Котляром, Ю. А. Араповым и А. Т. Асланяном были описаны гальки интенсивно измененных, лимонитизированных пород и гематита.



Фиг. 27. Внутриминерализованная диабазовая дайка с ксенолитами гидротермально измененных расланцованных и минерализованных пород зоны разлома. Р-к № 1—2, гор. 730 м (по Ю. А. Лейе).

1. Плагноклазовые порфириды.
2. Расланцованные породы зоны разлома.
3. Диабазовая дайка.

* Противники среднеюрского возраста оруденения это явление объясняют литологическим контролем, заявляя при этом, что рудные тела неизвестны также в нижележащих порфиритах. С этим, конечно, никак нельзя согласиться. Прежде всего, в пределах рудного поля нижнеюрские



Фиг. 28. Взаимоотношение зоны разлома северо-западного простирания сопровождаемого зоной интенсивного гидротермального изменения с верхнеюрскими туфоосадочными и дайковыми образованиями (по Ю. А. Лейе).

1. Туфоконгломераты (J_2). 2. Кварцевые порфиры (J_2). 3. Туфопесчаники (J_3).
4. Туфоконгломераты (J_3). 5. Диабазовый порфирит (J_3). 6. Плагноклазовый порфирит (J_3). 7. Зона разлома.

ского побережья, длительное время подвергающихся полирующему воздействию волн. Такие формы галек, наряду с

порфиры интенсивно подвергались гидротермальному изменению, затем известен ряд случаев обнаружения медной минерализации, а в III штольне Куртамяка,—даже промышленного оруденения и, наконец, следует напомнить, что долгое время эти же породы в пределах Алавердского рудного района считались безрудными, а уже в последние годы рудные тела промышленного значения обнаружены в вулканических и вулканокластических породах зеленокаменной толщи.

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 лимонитов, 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 подвергались 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 отрицательные аномалии, которые обычно совпадали с участками алуинитизированных пород и характеризовались пониженными, против фонового, содержаниями меди. Очевидно, что в данном случае сингенетическая медь выносилась сульфатными растворами, вызвавшими алуинитизацию 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 алуинитизированных пород, будет осаждаться в указанных известняках и обогащать их. Однако здесь, как и во всех верхнеюрских породах, содержание меди оказалось равным 0,0п%, 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 третичным, 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, в то время как заключенные внутри этих блоков рудные тела не испытывают сколько-нибудь существенных деформаций.

Вместе с тем, местами наблюдаются признаки динамического воздействия на руды Кафана. 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 продолжалось действие тангенциальных усилий, вызывающих образование складчатости». Аналогичные изгибы рудных жил еще раньше были отмечены А. Эрном. В рудах Кафана Э. А. Хачатуряном установлены структуры смятия, выражающиеся в изогнутости двойниковых полосок халькопирита и галенита. И, наконец, отмеченное всеми исследователями выполаживание жил с глубиной Ю. А. Лейе склонен объяснить пластической деформацией, вызванной перемещениями типа надвига, получившими развитие в период формирования верхнеюрского-нижнемелового структурного 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 единственным источником своего образования, в то время как рудопроявления, возникшие в более поздние этапы, 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. Норашиник известны значительные по площади малахит-азуриновые 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 рудопроявлений 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 бы 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 ее. 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 и в целом для Кафанской моноклиналиной зоны.

Исходя из всего вышеизложенного о возрасте и генезисе месторождения, в значительной степени меняются и представления о характере оруденения и его перспективах.

Это прежде всего относится к общему взгляду на месторождение. Если раньше Кафанское месторождение считалось классическим примером жильных месторождений, то уже с

1945 г. в нем наряду с богатыми жилами был выявлен новый—штокверковый тип оруденения, имеющий промышленное значение. Разведочные работы последних лет вскрыли другие участки штокверкового оруденения, в связи с чем в общем балансе запасов руд этот тип оруденения в течение последних лет преобладает над жильным. Анализ материалов по двум известным в настоящее время штокверкам позволяет говорить об их локализации в структурно благоприятных участках, которыми являются лежащие крылья крупных разломов. Литологический состав вмещающих пород не играет при этом сколько-нибудь значительной роли. Отсюда—наиболее перспективными в смысле нахождения штокверкового оруденения и, следовательно, подлежащими первоочередной разведке являются участки, прилегающие к крупным разломам со стороны лежащего крыла. К таким участкам должны быть отнесены: северное продолжение зоны Восточно-Саяддашского разлома; лежащее крыло Западно-Саяддашского разлома; участок между Мец-Магаринским и Кавартсуйским разломами, которые в сочетании образуют грабен, а также лежащее крыло крупного Барабатум-Халаджского разлома, где мы вправе ожидать полиметаллическое оруденение, сконцентрированное по трещинам, сопряженным с этим разломом.

Особо нужно подчеркнуть перспективность Чинар-Дарасинского участка, расположенного, как это установлено работами последних лет, в лежащем крыле Кавартсуйского разлома.

Вторым перспективным направлением, вытекающим из новых взглядов на возраст и генезис месторождения, является вопрос о распространении оруденения на большую глубину. Мнение о необходимости постановки разведочных работ на более глубоких горизонтах вытекает не только из общих геологических соображений, которые говорят о рудоносности (в пределах рудного поля) всей толщи средней юры, т. е. от нижней до верхней осадочной серии (общей мощностью более 500 м), но и из данных разведочных работ последних лет, вскрывших промышленное оруденение на глубине 500 м от поверхности.

В то же время высказанные выше взгляды не только не исключают, но укрепляют и значительно расширяют мнение о перспективах флангов месторождения. Ныне в это понятие необходимо включить не только периферийные участки, сложенные породами средней юры, но и структурно благоприятные участки, покрытые верхнеюрскими образованиями.

К числу перспективных участков, подлежащих в ближайшие годы детальному изучению, должен быть отнесен также правый берег р. Вохчи. Этот район в геологическом отношении

существенно не отличается от собственно Кафанского месторождения. Немногочисленные скважины, пробуренные здесь, вскрыли породы, аналогичные породам левого берега; в них отмечается довольно густая вкрапленность пирита, реже халькопирита, сфалерита и галенита.

Следует отметить, что поскольку здесь имеет место погружение оси антиклинали, разведочные работы нужно предусматривать с учетом охвата более глубоких (от поверхности) горизонтов.

Алавердская группа месторождений

Другой пример связи эндогенного оруденения с юрским субвулканическим комплексом относится к району месторождений Ахтала,

Алаверди, Шамлуг в северной части Армянской ССР. Связь оруденения с субвулканическими образованиями доказываетс-ся здесь: а) тесной пространственной приуроченностью оруденения к субвулканическим кварцевым плагиопорфирам 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, Лабораторией радиогеохронологии ИГН АН Армянской ССР определен также возраст рудовмещающих кварцево-серицитовых пород. По этим данным (Багдасарян, Гукасян, Налбандян, 1962), возраст гидротермально измененных вмещающих пород Шамлугского месторождения составляет 154—160 млн. лет. Таким образом, гидротермальные процессы, вызвавшие изменение рудовмещающих туфобрекчий порфиристов байоса и приведшие к отложению колчеданных руд, тесно взаимосвязаны и имели место в пределах от верхов байоса до низов келловея, что хорошо согласуется с представлением о доверхнеюрском возрасте кислых субвулканических образований Алавердского рудного района, с которыми ряд исследователей парагенетически связывает оруденение.

Интересные данные получены также по Ахтальскому полиметаллическому месторождению (Багдасарян, Зограбян, 1967) северной Армении. Здесь рудовмещающие породы представлены кварцевыми плагиопорфирами верхнебайосского возраста (163 ± 4 млн. лет), с которыми ряд исследователей парагенетически связывает оруденение. Абсолютный возраст оруденения и околорудноизмененных пород по четырем пробам (среднее по шести определениям) составляет 140 ± 2 млн. лет, указывая на то, что оруденение сформировалось в верхах верхней юры, иными словами, возраст оруденения на

20 млн. лет меньше, чем вмещающих плагиопорфиров. По всей вероятности, оруденение Ахтальского полиметаллического месторождения следует связывать с мезозойскими субвулканическими альбитофирами, возраст которых датируется как верхнеюрский (140 ± 5 млн. лет).

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 экстррузивные 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. источника оруденения, как он исторически формируется и где его место относительно поверхности земли в момент, когда происходят процессы рудообразования и т. д.?

Относительно первого возражения необходимо отметить, что, насколько нам известно, никто не считал, что мелкие экстррузивные тела 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 экстррузивами, считает, что очаг их должен в ряде случаев располагаться на небольшой глубине.

Исходя из всех приведенных данных, можно считать, что основной магматический резервуар располагается на глубинах, исчисляемых десятками километров, однако по пути сле-

дования 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 показано Г. С. Горшковым 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.

В вопросах о том, в каком состоянии находится газовая фаза в вулканических очагах, как происходят ее отделение и формирование гидротермальных растворов, пока нет полной ясности, как, впрочем, и для гидротерм, связанных с интрузивной деятельностью, однако успехи экспериментальных и теоретических исследований последних лет (Д. С. Коржинский, Н. И. Хитаров, В. А. Николаев, И. А. Островский и др.) и работы, проведенные в областях активного вулканизма (С. И. Набоко и др.), позволяют составить и 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 дистилляции при охлаждении..., при изменении давления и состава жидкой фазы (расплава) и газовой фазы (газообразного раствора)».

Из изложенных рассуждений видно, что условия для отделения газовой фазы от магматического очага, приводящие к рудообразованию, вполне соответствуют тем, которые возникают при прорыве 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 часто наблюдаемую на месторождениях описываемого типа перемежаемость магматических и рудных образований и тот факт, что формирование магматических образований обычно предшествует рудоотложению. Естественно допустить, что прорвавшаяся 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.

Эволюция рудообразующих растворов трактуется различно. В. А. Николаев 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 Н. И. Хитаров 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). Приведенные ею данные показывают, что формирование вулканогенных месторождений является результатом сложного взаимодействия глубинных растворов с подземными водами. Эти растворы имеют агрессивные свойства в связи с растворением в них летучих Cl, F, B, P, H₂S, CO₂ и др. С. И. Набоко 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 обус-

ловлена степенью прогрева пород и их трещиноватостью». В дальнейшем, как допускает Д. С. Коржинский (1962), в связи с падением давления смешанные растворы вскипают, что ведет к выпадению высоко- и среднетемпературных минеральных ассоциаций на глубине около 1 км. Последующий ход процесса связан с отложением руд из низкотемпературных конденсатов. 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». В субмаринных условиях сложные растворы, достигая морского дна, приводят к образованию осадочно-вулканогенных месторождений (Котляр, 1967). Возможное участие вадозовых вод в формировании гидротерм признают также С. С. Смирнов, Д. С. Коржинский, А. Г. Бетехтин, В. И. Смирнов, В. Н. Котляр, В. С. Соболев и др.

В связи с изложенным выше о роли вадозовых вод в формировании гидротермальных растворов, глубине проникновения первых и глубине залегания магматического очага отпадает необходимость переноса рудных компонентов в газовой фазе на значительные расстояния, что отрицалось, как известно, и А. Г. Бетехтиным. В указанном виде они могут только отделяться от магматического расплава и очень скоро на небольшом удалении от него конденсироваться и поглощаться (растворяться) вадозовыми водами. В последних, как показано С. И. Набоко (1961), могут транспортироваться растворенные в них вещества на значительные расстояния от мест зарождения субгидротерм к месту их разгрузки. В случае, если таковыми являются зоны разломов, 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 колчеданным месторождениям Армении и рассмотрение имеющихся в литературе данных по теоретическим вопросам вулканизма и рудогенезиса позволяют источником образования главных медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Армянской ССР считать юрский вулканизм.

ПОЛОЖЕНИЕ ЮРСКОГО ВУЛКАНИЗМА АРМЕНИИ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЮРСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА КАРПАТО-КРЫМСКО-КАВКАЗСКОЙ ОБЛАСТИ

В системе Альпийского складчатого пояса Кавказ является связующим звеном между европейской и азиатской его частями.

Юрский вулканизм Армении является одним из этапов в истории мезозойского вулканизма Кавказа, а в более общем смысле—и всего Альпийского пояса, частью которого он является. Отдельные этапы этой истории к настоящему времени изучены уже с большой полнотой на материале таких его регионов, как складчатые структуры Карпат, Балканского полуострова, Крыма и Кавказа, которые входят в состав северной ветви альпийской складчатой области Европы, а также Динарских гор в южной ветви последней.

При наличии весьма существенных различий в геологическом строении, магматизме и металлогении этих областей между ними имеется и заметное сходство. Вместе со структурами Альп и Малой Азии для них характерны одинаковые основные этапы развития. Зона эта, прослеживаемая в субширотном направлении более чем на 2000 км от Югославии на западе до Закавказья на востоке, в разных местах носит разные названия—в Югославии она называется Суббалканской (Циссарц, 1958), в Болгарии—Среднегорской (Димитров, 1960), в Турции—Понтийской—и в Закавказье—Сомхето-Карабахской. Одной из важнейших общих черт этих складчатых структур является возобновление геосинклинального процесса в начале альпийского цикла.

Существенной особенностью Альпийской геосинклинали, по образному выражению Р. Трюмпи (1965), является ее «непостоянство». Зона эта не представляла собой равномерно

опускающуюся впадину, в которой накапливались огромные массы осадочных отложений и вулканических пород, напротив, здесь наблюдается не вполне закономерная последовательность формирования прогибов и поднятий, некоторые из которых были очень невелики и весьма недолговечны. Отличительным признаком истории развития альпийского складчатого пояса являются дифференцированные движения (колебания) земной коры, а не однозначное погружение.

Альпийские геосинклинальные прогибы развились на палеозойском складчатом основании, созданном в течение герцинского этапа развития. Однако Кавказ, имея много общего с остальными горными сооружениями альпийской системы, характеризуется рядом специфических особенностей тектонического строения и истории геологического развития. Переход от герцинского этапа к альпийскому совершился несколько неодновременно на разных участках описываемой складчатой зоны. Вулканизм геосинклинального типа, развивавшийся в прогибах альпийского складчатого пояса юго-восточной Европы и Малой Азии, наиболее интенсивно проявился в центральной его части и менее интенсивно—в областях, примыкающих к платформам. На Малом Кавказе интенсивное проявление геосинклинального вулканизма началось в раннеюрское время, на Большом Кавказе и в Крыму—в среднеюрское, а на Восточных Карпатах—в меловое.

Этап альпийского геосинклинального развития в пределах Карпато-Балкано-Кавказской складчатой области охватывает весь мезозой и палеоген до конца эоцена (Муратов, 1962; Славин и Хаин, 1962; Милановский, 1966 и др.). Исследователями (Муратов и др.) этот собственно альпийский геосинклинальный этап указанной области разделяется на три стадии: раннюю, стадию наиболее широкого развития геосинклинального прогибания и стадию замыкания геосинклиналей.

В ранней и средней юре в Крымско-Кавказской области продолжали развиваться геосинклинали, унаследованные от герцинского цикла и, кроме того, появились некоторые новые зоны прогибания и расширились существовавшие геосинклинальные участки. Что касается изученной нами территории Малого Кавказа, то в ее северной части, благодаря опусканиям по разломам центральной части Закавказского срединного массива, образовалась наложенная Малокавказская (Сомхето-Карабахская) геосинклиналь. Прогиб этот в ранней юре был еще слабо выражен и заполнялся глинистыми отложениями небольшой мощности. Только в конце ранней юры здесь начались мощные вулканические излияния, продолжавшиеся до конца верхней юры, в результате которых накопились огром-

ные толщи вулканических пород в Сомхето-Карабахской зоне. Если на Кавказе, в Горном Крыму и в Динаридах* в указанный период происходило интенсивное погружение прогибов, заполнявшихся чрезвычайно мощными осадками аспидной формации и эффузивно-пирокластическими образованиями, то в Карпато-Балканской части альпийского складчатого пояса—в пределах Балканского хребта, в Болгарии, в Банате и в Восточных Карпатах, продолжали сохраняться условия, близкие к платформенным. Здесь накапливаются осадки угленосной и пестроцветной континентальных формаций и мелководные и маломощные карбонатные отложения (Славин, Хаин, 1962). Карбонатные породы с слабым изменением их фаций по площади отмечаются также в Греции. Однако среди этих образований значительное развитие имеют кремнистые и вулканогенные породы в средней и верхней юре. В целом, как замечает М. В. Муратов (1962), следует отметить, что все глубокие геосинклинальные прогибы описываемой зоны имеют много общего в своем строении и развитии, хотя они не вполне одинаковы по времени образования.

Так, например, первые поднятия в конце средней юры на Кавказе и в Крыму сопровождались внедрением интрузий—на Кавказе гранитоидного, а в Крыму диоритового состава, в то время когда в Карпато-Балканской области, где альпийское геосинклинальное развитие протекало с отставанием по сравнению с Крымом и Кавказом, первые крупные интрузии гранитоидов возникли в позднем мелу, вероятно в конце сенона; это известные банатиты и их аналоги, распространенные не только в Банате, но и в других районах Карпато-Балканской области (Славин, Хаин, 1962). В настоящее время накопился большой материал, освещающий последовательность формирования и качественный состав вулканогенных пород по отдельным геосинклинальным зонам Альпийского складчатого пояса в юрский период. Геосинклинальной зоне южного склона Главного Кавказского хребта посвящена работа Г. С. Дзоценидзе (1948), северной части хребта на отрезке от Кубани до Ассы—работа А. П. Лебедева (1950), по азербайджанской части Малого Кавказа—Р. Н. Абдуллаева (1963₁), юрскому вулканизму Горного Крыма посвящена работа В. И. Лебединского и Н. М. Макарова (1962), советским Карпатам—В. П. Костюка (1960) и М. Г. Ломизе (1966) и др.

Сопоставление основных особенностей истории юрского

* По последним данным югославских геологов Б. Миловановича и М. Илича, Б. Чирича и др., в Динаридах имеются две эффузивно-осадочные серии—порфирито-кремнистая, относящаяся к среднему триасу, и диабазово-кремнистая—нижне-среднеюрского возраста.

вулканизма Армении с результатами изучения юрского вулканизма в этих областях представляет интерес в том отношении, что позволяет полнее осветить закономерности, определяющие 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 Сомхето-Карабахской тектонической зоны (Абдуллаев, 1963₁, 1963₂) выступает очень большое сходство в развитии вулканизма, чего и следовало ожидать согласно их геотектоническому положению. Мезозойские вулканогенные формации, представленные юрскими (главным образом) и меловыми образованиями, протягиваются вдоль всего Сомхето-Карабахского антиклинория и окаймляющего его с севера Куринского мега-синклинория на протяжении свыше 800 км. На фоне крупной региональной структуры—области сочленения обеих указанных структурных зон—локализация вулканических центров в значительной мере контролируется второстепенными структурами типа поперечных прогибов. Общая последовательность вулканических явлений в азербайджанских районах сходна с наблюдающейся в Армении, отличаясь в то же время некоторыми отклонениями.

Р. Н. Абдуллаев (1965) в мезозойское время в Азербайджане выделяет 3 цикла вулканической деятельности—нижнебайосский, верхнебайос-киммериджский и меловой. Каждый из этих циклов начинается продуктами вулканической деятельности основного состава и кончается кислыми.

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. Прослеживая 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 Сомхето-Карабахского антиклинория. Для сравнения можно отметить, что такого же рода связь с поперечными структурами отмечается и для геосинклинальных областей юрского вулканизма на Большом Кавказе (северо-кавказская геосинклиналь по А. П. Лебедеву, 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 (главным образом 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 в позднем байосе (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.

В строении геосинклинальной зоны Большого Кавказа юрским вулканогенным толщам принадлежит также 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.

На Большом Кавказе в связи с близким к миогеосинклинальному типу развития этой области проявления начального вулканизма выражены слабо. Интенсивные погружения здесь начались в лейасе и сопровождались накоплением аспидной формации. Ранние проявления начального вулканизма

* В данной работе его западная часть именуется Шамшадинским антиклинорием.

известны в осевом прогибе геосинклинали, почти на всем его протяжении и представлены альбитизированными порфиритами и диабазами, реже кератофирами среднего лейаса (Ломизе, 1965). Вулканические породы подчинены глинистым сланцам аспидной формации и описаны на южном склоне Главного хребта в Азербайджане (Шихалибейли, 1956), в районе Лагодехи-Ахалсопели (Азизбеков, 1947), по Военно-Грузинской дороге (Ренгартен, 1932), в Горной Осетии (Варданянц, 1935) и др. Как замечает М. Г. Ломизе (1965), по составу и условиям нахождения вулканогенные образования лейаса-аалена ближе всего отвечают спилито-кератофировой формации, хотя свойственные ей петрохимические особенности, и в первую очередь натровый характер пород, выражены в ослабленной форме. В отличие от вулканических проявлений лейаса-аалена, которые узко локализованы на южном крыле геосинклинали, в байосе вулканизм охватывает обширные пространства на Большом Кавказе. Последующие проявления вулканизма на Большом Кавказе уже протекали в условиях флишевых прогибов и по масштабам незначительны и локализованы на отдельных участках Юго-Восточного и Северо-Западного Кавказа.

На Большом Кавказе известны две зоны массового распространения юрских вулканогенных образований.

Одна из них расположена в области южного склона Главного хребта в пределах Грузинской ССР и детально описана Г. С. Дзоценидзе (1948), согласно которому основные этапы юрского вулканизма здесь характеризуются следующим образом. *К ранней юре*—относятся незначительные по масштабу эффузии кислого состава, а также маломощные лавы и пирокластиты циклаурской свиты на Военно-Грузинской дороге и др. *Средняя юра*—представлена массовыми излияниями эффузивов спилито-порфирито-диабазовой серии, с общей мощностью вулканогенных образований до 3000 м. Силловая фация представлена диабазами. *Поздняя юра* (киммеридж)—характеризуется незначительным по площади распространения излиянием лав от базальтового до трахитового состава; эти излияния происходили не в геосинклинальной зоне южного склона, а в прилегающем с юга ее участке (Грузинский срединный массив) с глыбовым характером тектоники.

Общая последовательность событий здесь таким образом несколько иная, чем в зоне Малого Кавказа и, в частности, Армении. Сопоставление здесь показывает следующее. Во-первых, в Грузинской части геосинклинали Большого Кавказа нижнеюрский вулканизм выражен гораздо слабее, а немногие

известные его проявления имеют кислый состав и не параллелизуются с нижнеюрскими вулканическими образованиями Армении и Азербайджана. Таким образом, вулканизм начальных стадий развития этих двух юрских геосинклиналей протекал здесь по-разному. Это, может быть, отражает неравномерное опускание геосинклинального трога, более интенсивное на начальных стадиях, именно в восточной (Армянско-Азербайджанской) его части.

Вулканизм следующей—среднеюрской эпохи проявился в обеих геосинклиналях Кавказа и на Грузинском срединном массиве, но также несколько различно в различных зонах. В южной зоне геосинклинали Большого Кавказа и на срединном массиве это была эпоха массивных излияний основной и средней магмы, частично подводного характера. В геосинклинали Малого Кавказа, в Армении и Азербайджане это была эпоха более умеренного проявления основного магматизма и в то же время усиленного проявления кислого (байосская толща кварцевых плагипорфиров), не находящего соответствующего по масштабу проявлений аналога в Грузии. Эти обстоятельства, по-видимому, являются указанием на существенную роль частичных поднятий в байосское время, способствовавших активизации кислого магматизма и проявившихся только в геосинклинали М. Кавказа.

Еще более существенные различия в характере вулканогенных проявлений между различными зонами Кавказа констатируются для эпохи верхней юры. В Грузии, на срединном массиве, в эту эпоху вулканизм проявился слабо, причем максимум его активности приходится на киммериджское время, в геосинклинали Б. Кавказа верхнеюрский вулканизм вообще не имел места; в то же время на Малом Кавказе проявления верхнеюрского вулканизма были довольно мощными и проявились в несколько более раннюю эпоху, чем в Грузии—оксфорде.

В северных зонах геосинклинали Б. Кавказа (на Северном Кавказе) юрский вулканизм, согласно А. П. Лебедеву (1950), проявился несколько по-другому, чем в южных зонах той же геосинклинали (в Грузии). 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, по А. П. Лебедеву, 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*—эпохи мощных эффузий и

взрывных извержений магмы кислого и субщелочного характера, сформировавших кератофировые и альбитофировые толщи Северной Осетии и Балкарии. Однако необходимо отметить, что магматический цикл здесь завершается внедрением пород основной магмы (интрузии диабазов и габбро). Исследованиями, проведенными позже как на Центральном, так и Малом Кавказе, установлено, что последнее внедрение основной магмы представляет собой самостоятельную фазу магматической деятельности или начало другого магматического цикла.

При сопоставлении Северных зон Б. Кавказа с зоной Малого Кавказа наблюдается значительная аналогия или сходство, причем более значительное, чем между южной зоной Б. Кавказа (грузинской) и малокавказской зонами. Общим является, во-первых, резкое преобладание эффузий в нижнеюрское время (хотя и разновременных) 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 Северной зоне Большекавказской, так и в Малокавказской геосинклинали. Значительное сходство имеется и в характере последующей «средне-кислой» стадии развития вулканизма, с тем различием, что в северной зоне Большекавказской геосинклинали она частично протекала в несколько более раннее время—в конце нижней или в самом начале средней юры (тоар—аален) и лишь частично в байосе, тогда как на М. Кавказе—только в байосе. Для Большого Кавказа характерна также приуроченность очагов кислого вулканизма к северным периферическим зонам геосинклинального 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 на Малом Кавказе в период средней юры.

Сравнивая Кавказ с другими горными областями Альпийского складчатого пояса, Е. Е. Милановский, В. Е. Ханн (1963) и П. Д. Гамкрелидзе (1966) отмечают, что по степени интенсивности сжатия складчатых структур Кавказ в целом уступает Альпам и Карпатам, объясняя такое явление отсутствием на Кавказе больших горизонтальных перемещений.

Не останавливаясь здесь на других чертах сходства и различия в последовательности событий и в составе вулканогенных образований на различных участках Кавказской геосинк-

линальной области, отметим, что 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 играли 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 геосинклинальный трог, в котором локализовались верхние или промежуточные магматические очаги.

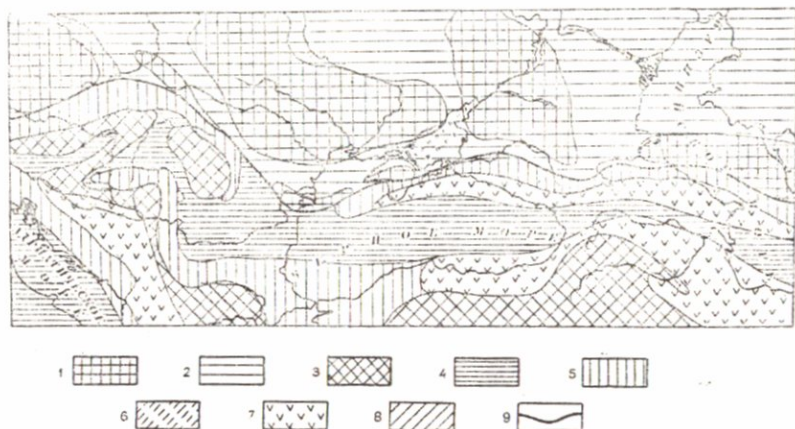
Следует отметить, что аналогичная закономерность в последовательности излияния лав наблюдается также в Крыму, Карпатах, Балканах и других геосинклинальных зонах.

В Крыму для Карадагской вулканической группы Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (1933) установлены два вулканических цикла—палеотипный и более поздний—кайнотипный, для которых наблюдается закономерное повышение кислотности по времени. В первом цикле эволюция происходит от спилитов, через кератоспилиты, кератофиры, оксикератофиры до палеолипаритов, а во втором цикле излияние совершается по линии—базальты, андезито-базальты, андезиты, андезито-дациты, дациты, липарито-дациты и неолипариты. Общей особенностью химизма всех лав является обогащенность Na_2O и бедность K_2O . Время вулканической деятельности, по мнению авторов, отвечает байос-бату и келловею. Эти авторы рассматривали Карадаг как синклиналь, одним крылом которой служит Береговой хребет, а другим—западная часть Святой горы.

Такая закономерность излияния лав для Крыма подтверждается более поздними работами В. И. Лебединского и Н. М. Макарова (1962), по данным которых вулканическая деятельность начиналась излиянием основных и средних лав в течение верхнего байоса и завершилась внедрением мощной кератофировой пробки в районе Хоба-Тепе, сопряженной с кольцевыми дайками.

В советских Карпатах вулканическая деятельность в юрское время отмечается только в конце этого периода—в поздней юре—раннем валанжине (Ломизе, 1966). Эти образования представлены производными андезито-базальтовой магмы и обнаруживают петрохимические соотношения, характерные для пород спилито-диабазовых и спилито-кератофировых ассоциаций, хотя степень альбитизации в них ниже обычной.

Исследования М. Г. Ломизи показывают, что характер проявлений начального вулканизма в Восточных Карпатах и в ряде других внешних (краевых) геосинклинальных систем Альпийского пояса Европы обнаруживают много общего: вулканические формации подчинены осадочным, к началу флишевой стадии вулканическая активность затухает. Однако если на Большом Кавказе, в Горном Крыму и Западных Альпах главные фазы вулканизма (запечатленные породами спилито-



Фиг. 29. Палеотектоническая схема начала альпийского этапа (поздний триас—юра).

Условные обозначения: 1. Поднятия в пределах платформ. 2. Впадины в пределах платформ. 3. Поднятые участки срединных массивов. 4. Опущенные участки срединных массивов с накоплением в основном карбонатных осадков. 5. Многогеосинклинали. 6. Флишевые геосинклинали. 7. Эвгеосинклинали. 8. Внутригеосинклинальные поднятия (геоантиклинали). 9. Границы платформ.

кератофирового ряда) сопутствовали накоплению раннегеосинклинальных осадочных серий (аспидной, «глинистого флиша», «облестящих сланцев»), в Восточных Карпатах, где, подобно Западным Карпатам и Пиринеям, регенерация геосинклинального режима наступила лишь на стадии флишевых прогибов, соответствующий максимум вулканизма завершает квазиплатформенное развитие. Тем не менее состав вулканических образований и здесь обнаруживает особенности, свойственные продуктам инициального вулканизма. На фиг. 29 и 30 приводятся схемы палеотектонического развития восточно-европейской части Альпийского складчатого пояса в начале

(поздний триас—юра) и середине (конец юры—эоцен) альпийского этапа. (Схема по В. И. Славину и В. Е. Хаину, 1962).

Сравнивая образования кислой магмы Армении с аналогичными породами других областей альпийского складчатого пояса, находим много общего как в геологическом положении, так и в петрографическом составе и их поведении в процессе рудообразования.

В юго-восточной части Кавказской геосинклинали, в пределах Грузии, место регрессивных синорогенных угленосных образований занимает толща кварцевых плагиопорфиров, распространенная лишь в зонах воздымания в геосинклинали и также представляющая собой синорогенное образование,



Фиг. 30. Палеотектоническая схема середины альпийского этапа (конец юры—эоцен) (условные обозначения см. фиг. 29).

приуроченное к районам внедрения среднеюрских гранитоидных интрузий. Вне этих районов воздымания кварцевые плагиопорфиры отсутствуют и в условиях продолжающегося погружения отдельных участков геосинклинали образуется вулканогенная батско-верхнеюрская толща порфиритов, несогласно налегающая на нижнюю толщу того же состава (Дзюценидзе, 1966).

Близкое сходство имеет армянская серия кислых юрских пород с кислыми юрскими эффузивами Карадага в Крыму (Левинсон-Лессинг, Дьяконова-Савельева, 1933). В Карадаге (неотипная серия) также преобладает липарито-дацитовая магма, умереннонатриевая и бедная основаниями; отличием является более высокое содержание в ней магнезии. Породы палеотипной серии Карадага отличаются от армянских более резко выраженным (кератофиры и оксикератофиры) обогащением щелочами. Последние особенности, по А. П. Лебедеву (1950), характерны и для кислых членов юрской вулканогенной формации Центрального Кавказа.

Интересно отметить значительное сходство кварцевых плагиопорфиров Армении с породами субвулканических порфировых интрузий Алтая, также имеющих натровый характер (Кузнецов, 1951). Последнее обстоятельство особенно интересно тем, что порфиры Алтая, по некоторым представлениям, играют важную роль в его металлогении (Вейц, 1953).

По магматизму и металлогении описываемая зона довольно значительно отличается от сопредельных структур, испытавших иное развитие. От типа геологического развития описываемой геосинклинальной зоны зависит и обусловленная им металлогеническая специализация. Мы здесь имеем наличие проявлений киммерийской и альпийской металлогенических эпох, характеризующих стадии развития зоны. Различные ее сегменты испытали самостоятельное развитие, подчиненное, однако, общему плану (направлению развития), чем и обусловлены, с одной стороны, разновозрастность известных здесь магматических и рудных проявлений, а с другой—общее их сходство (однотипность). Именно этим обстоятельством, по Г. С. Дзоценидзе и Г. А. Твалчрелидзе (1965), можно объяснить наличие характерных для этого пояса наиболее ценных в промышленном отношении медно-колчеданных и отчасти барито-полиметаллических месторождений, обычно содержащих золото и серебро, как Бор и Майданпек в Югославии (сенон-палеоценового возраста), Панагюрище и др. в Болгарии (сенон), Мургул, Куварсхан, Кутонит, Гюмушхана, Териболу в Турции (эоцен), Маднеули (мел), Шамлуг, Ахтала, Кафан, Чирагидзор, Кедабек и др. (средняя-верхняя юра) в Закавказье. Как видно, создается впечатление о более древнем орудуении на флангах пояса и его омоложении в центральной части.

Анализируя основные черты истории развития юрского вулканизма разных геосинклиналей европейской части Альпийского пояса, находим:

1. Во всех геосинклинальных зонах в юрское время имела место вулканическая деятельность. Однако по ее интенсивности и роли в развитии геосинклиналей они существенно различались. По роли юрского вулканизма (а также и более молодого—мелового и кайнозойского) Балканы, Карпаты, Динариды, Горный Крым и Б. Кавказ резко уступают Малому Кавказу и, в частности, Армении (в этом отношении из геосинклиналей Советского Союза М. Кавказ, пожалуй, можно сравнить лишь с Калбой—Рудным Алтаем, восточным склоном Южного Урала и Камчаткой).

2. Основное отличие геосинклиналей Б. и М. Кавказа заключается в том, что М. Кавказ в юрское время (да и позже) представлял самую типичную эвгеосинклиналь, не

имеющую себе равных по роли вулканизма в ее развитии среди альпийских геосинклиналей, в которой подавляющая часть всего заполняющего геосинклиналь вещества происходит за счет подъема глубинного магматического материала в эффузивных и интрузивных формах, тогда как геосинклиналь Б. Кавказа—это скорее миогеосинклиналь, в развитии которой вулканизм играет подчиненную роль. Объем юрской осадочной формации в последней в целом гораздо больше объема вулканических образований.

3. Особой отличительной чертой в истории развития юрских геосинклиналей на Кавказе является этап их развития в байосское время,—единственный этап, когда вулканизм проявился на Кавказе грандиозно и почти повсеместно, в частности на М. Кавказе, на Грузинском срединном массиве, на южном крыле геосинклинали Б. Кавказа (Абхазия, Мегрелия, Сванетия, Кахетия), более слабо в ее осевой зоне (дайки и небольшие пласты диабазов Дагестана) и местами на северном крыле (Балкария).

4. От типа геологического развития этой зоны зависит и им обусловлена металлогеническая специализация, минерализация, которой приводила к образованию соответствующих типов месторождений полезных ископаемых, в частности к формированию медно-колчеданных и барито-полиметаллических месторождений с содержанием значительного количества золота и серебра.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В пределах Армянской ССР в юрский период магматическая деятельность главным образом проявлялась в Сомхето-Карабахской геотектонической зоне и в основном приурочена к наиболее крупным положительным ее структурам—Алавердскому, Шамшадинскому и Кафанскому антиклинориям. Зона эта преимущественно сложена дислоцированными мезозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, которые подстилаются палеозойским метаморфическим субстратом.

Начиная с юры территория Антикавказа вступает в альпийский этап своего развития, который подразделяется на собственно геосинклинальный (J_1 — Pg_2^2) и орогенный подэтапы (Pg_2^3 — Q). Начало собственно геосинклинального подэтапа характеризуется раскалыванием доальпийского субстрата, возникновением разломов глубокого заложения и формированием двух структурно формационных зон—Сомхето-Карабахской эвгеосинклинальной и Армянской геоантиклинальной.

В описываемый период в пределах Сомхето-Карабахской зоны выделяются два крупных магматических цикла, соответствующих двум тектоно-магматическим этапам развития юрской эвгеосинклинали: нижне(?)—среднеюрский (добатский) и средне-верхнеюрский, которые обнаруживают некоторую повторяемость развития и эволюции магмы. В каждом из вулканических циклов изменение состава лав происходило от базальтов (диабазов и диабазовых порфиритов) до кварцевых дацитов и липаритов (кварцевых плагиопорфиров и альбитофиров).

В истории развития магматической деятельности в юре преимущественное значение имела ее эффузивная форма; глубинный магматизм занимает весьма подчиненное место.

Первый цикл геосинклинального развития характеризуется бурной вулканической деятельностью, имевшей место при максимальном прогибании региона. Формировавшиеся в этот период мощные толщи вулканогенных пород сопровождались многочисленными субвулканическими образованиями. В сло-

жении продуктов первого вулканического цикла участвуют породы зеленокаменной толщи, имеющие широкое распространение в Алавердском, Шамшадинском и Кафанском антиклинориях, причем в начальной стадии цикла характер извержения был спокойным. На средней стадии—местами проявлялась тенденция к воздыманию, появились архипелаги островов вулканического происхождения; характер извержений несколько изменился, чаще и в гораздо большем количестве начал выбрасываться пирокластический материал в основном андезитового и дацитового состава. Одновременно возникли вулканические центры, извергавшие различные по составу магматические продукты (чередование образований андезитового и дацитового состава); трещинный тип извержений сменяется центральным. В завершающей стадии вулканического цикла, в верхне-байосское время, в результате дальнейшего дифференциального поднятия, особенно в период максимального воздымания, сопровождавшегося размывом, происходят грандиозные по масштабу извержения вулканических продуктов кислого состава, приведшие к формированию кварц-плаггиопорфировой толщи. Почти одновременно (или несколько позже) с формированием покровных образований кварцевых плаггиопорфиров, сопровождавшихся также выбросами пирокластического материала, образовались субвулканические тела того же состава.

После значительного перерыва в вулканической деятельности область, имевшая тенденцию к воздыманию, некоторое время подвергается сильному размыву, в результате чего из разреза некоторых районов выпадают целые толщи и свиты. В частности, в южной Армении выпадают свиты кварцевых плаггиопорфиров и пирокластолитов.

В связи с предбатской фазой складчатости происходит геоантиклинальное воздымание Сомхето-Карабахской геосинклинали, сопровождающееся перерывом в осадконакоплении. К этому же времени приурочено формирование ячеек современных кулисообразно расположенных антиклинальных сооружений (Алавердское, Шамшадинское, Кафанское и др.) и внедрение Ахпатского, Хинзорутского и Тавушского плаггиогранитовых массивов.

Второй цикл вулканической деятельности охватывает период от бата до оксфорда включительно. В начале своего существования в период развития этого цикла область испытывает режим прогибания; однако темп прогибания в течение этого цикла и интенсивность вулканической деятельности по сравнению с предыдущим циклом развития зоны были значительно более умеренными. Для этой медленно опускающейся

области также характерно накопление огромной толщи конгломератов и песчаников. Однако на этом этапе тектонический режим отдельных частей Сомхето-Карабахской зоны приобретает несколько различный характер, что выражается в свойственных им тенденциях к поднятию или погружению. Если в северной Армении происходило постоянное погружение области с интенсивным проявлением на отдельных участках вулканической деятельности, как район г. Шахтахт, извергавший в громадном количестве вулканический материал, то в южной Армении, в этот период, по-видимому, еще сохранились условия воздымания и интенсивные процессы размыва, ярким свидетельством чего является отсутствие батских отложений в Кафанской антиклинальной зоне. В келловее и оксфорде вулканическая деятельность вновь активизируется и получает довольно широкое развитие по всему региону, однако по своей интенсивности и масштабам распространения она значительно уступает среднеюрскому вулканизму. В период геоантиклинального воздымания почти по всей Армении (кроме Шамшадинского антиклинория) происходит внедрение больших массивов субвулканических тел липаритового состава (альбитофиры), которые завершают вулканическую деятельность в юрский период.

В целом, в течение юрского периода была заметна тесная связь вулканической деятельности с эпохами общего погружения, иногда сопровождающегося частичными поднятиями в пределах эвгеосинклинали.

Геологическое положение различных членов юрской вулканогенной формации Армении по отношению к земной поверхности различно. В описываемой формации преобладающее большинство составляют породы эффузивной фации (порфириты зеленокаменной толщи, разнообразные по составу порфириты, кератофиры, кварцевые плагиопорфиры и т. д.). Неверно представление, опровергающее эффузивный характер кварцевых плагиопорфиров и основных порфиритов Шамшадинского антиклинория.

Большей частью формирование пород эффузивной фации в основном происходило в условиях морской среды, о чем свидетельствует наличие миндалекаменных текстур и псевдобрекчиевых эпидотовых образований, а также присутствие в вулканогенных образованиях линз и пропластков осадочных пород, а в некоторых случаях шарообразных строений вулканогенных пород.

Породы вулканического происхождения в большинстве случаев чередуются с осадочными образованиями, порою имеющими туфогенный характер. Значительное место в разре-

зах юры занимают также пирокластические образования, указывающие на взрывной характер вулканической деятельности. Последняя, почти за весь период юрского времени, в основном носила многовыходно-трещинный характер.

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 взрывной тип вулканической деятельности в пределах армянской части зоны играл относительно меньшую роль по сравнению со смежными областями этой зоны (как, например, азербайджанская часть). По-видимому, интенсивность и частота взрывных 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 докембрийского 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 взрывному 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.

В петрохимическом отношении юрские вулканические породы Армении относятся к базальт-дацитовому (липаритовому) ряду известково-щелочного характера и лишь иногда обладают повышенной щелочностью. Общее направление изменения кислотности магмы во времени характеризуется переходом от пород основного состава к кислому. Таким образом, мнение о спилито-кератофировом характере этой формации не подтверждается. Продукты юрского вулканизма характеризуются преобладанием щелочных алюмосиликатов над кальциевыми и резким преобладанием натрия над калием. Обычно они бывают пересыщены глиноземом и характеризуются повышенным содержанием железа (с преобладанием закисного железа над окисным) и магния при сравнительно малом количестве кальция. Содержание магния колеблется в значительных интервалах (от 0,1 до 10%), при этом в колеба-

ниях намечается следующая закономерность: в начале вулканического цикла наблюдается повышенное содержание магния, а в конце содержание магния постепенно понижается, достигая минимума в альбитофирах.

Образования субвулканической фации генетически тесно связаны с эффузивной фацией вулканической деятельности и по сравнению с последней занимают резко подчиненное место.

Генезис кварцевых плагиопорфиров, который является одним из кардинальных вопросов геологии, связывается с эволюцией основной магмы, происходившей в относительно неглубоко залегающих очагах, в результате сочетания процессов дифференциации основной магмы, которые шли в сторону появления кислых членов, с процессом ассимиляции кислых и средних пород осадочного субстрата.

Исследованиями установлено, что формирование гранитоидных интрузивов зоны генетически также связано с юрской вулканической формацией и является результатом дифференциации одного крупного магматического очага базальтового состава.

Исследованиями, проведенными за последние десять лет, установлено, что главное медноколчеданное оруденение Армении (Алавердское, Ахталское, Кафанское и Шамлугское м-ния) в основном проявляется в районах развития кислых субвулканических образований—кварцевых плагиопорфиров и альбитофиров, с которыми генетически связаны. Это доказывается не только геологическими фактами (как, например, совпадением фаций глубинности экструзивно-эффузивных комплексов и оруденения, определением абсолютного возраста как магматических, так и околорудно-измененных пород, определенных радиогенным и оптическим путями и давшими 160 млн. лет, соответствующим юрскому периоду, отсутствием вообще палеогенового магматизма в Кафанском антиклинории и т. д.), но также и близостью геохимических особенностей юрских вулканогенных пород и руд. В изверженных породах юрского периода практически полностью отсутствуют Mo, Hf, Nb, Te и W, являющиеся весьма характерными элементами для магматических пород третичного возраста соседних тектоно-магматических зон, являющихся источником совершенно иного в геохимическом отношении молибденового оруденения. С другой стороны, в последних образованиях отсутствуют Ag, Sb и Bi, постоянно установленные в породах развития медноколчеданных месторождений Армении. Постоянное присутствие Cu, Zn, Pb в юрских кварцевых плагиопорфирах и альбитофирах дает прямые указания на связь оруденения с последними.

На генетическую связь медноколчеданного оруденения с юрским вулканизмом указывают также особенности состава акцессорных минералов в породах и рудах юрской вулканогенной формации, свидетельствующие о закономерном возрастании роли летучих в конечных дифференциатах юрского магматического очага, а также о тесной пространственной связи оруденения с гидротермально измененными породами, причем, последние тяготеют только к породам юрской вулканогенной формации.

Изучение юрской вулканогенной формации имеет не только научный интерес с точки зрения исходной природы магмы и восстановления хода развития магматизма на фоне тектонических движений на этом отрезке земной коры, но и большое практическое значение, ибо все крупные колчеданные месторождения Армении приурочены к породам этой формации.

- Абдуллаев Р. Н.* О возрасте эффузивно-пирокластической толщи северного склона Шахдагского хребта (Малый Кавказ). ДАН Азерб. ССР, т. XXII, № 5, 1956.
- Абдуллаев Р. Н.* Мезозойский вулканизм Малого Кавказа. Советская геология, № 7, 1958.
- Абдуллаев Р. Н.* Мезозойский вулканизм северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1963₁.
- Абдуллаев Р. Н.* Палеогеография центров мезозойского вулканизма Малого Кавказа. Сб. «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». Изд. АН СССР, 1963₂.
- Абдуллаев Р. Н.* Петрологические и металлогенические особенности мезозойского вулканизма Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1965.
- Аджимамудов Э. Б.* О связи гравитационного поля с тектонической зональностью Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, т. XXIV, № 4, 1957.
- Азарян Н. Р.* Стратиграфия и фауна юрских отложений Алавердского рудного района Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1963.
- Азизбеков Ш. А.* Кварцевые порфиры северной части Малого Кавказа. Изв. Азерб. ФАН СССР, № 8, 1943.
- Азизбеков Ш. А.* Геология и петрография северо-восточной части Малого Кавказа. Изд. АН Азерб. ССР, 1947.
- Акопян В. Т.* Стратиграфия юрских и меловых отложений юго-восточного Зангезура. Изд. АН Арм. ССР, 1962.
- Аракелян Р. А., Пиджян Г. О.* Новые данные о генезисе и возрасте оруденения Кафанской группы месторождений. ДАН Арм. ССР, т. XXII, № 1, 1956.
- Асланян А. Т.* О возрасте и генезисе метаморфических сланцев северного склона Миапорского (Мургузского) хребта. Изв. АН Арм. ССР, естеств. науки, № 8, 1947.
- Асланян А. Т.* О возрасте эффузивных кварцевых порфиров Малого Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол. № 5, 1949₁.
- Асланян А. Т.* Стратиграфия юрских отложений Северной Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1949₂.
- Асланян А. Т.* Исследование по теории тектонической деформации Земли. Изд. АН Арм. ССР, 1955.

- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Изд. «Айпетрат», Ереван, 1958.
- Багдасарян Г. П., Гукасян Р. Х., Налбандян Э. М. О возрасте колчеданного оруденения Алавердского рудного района Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XXXV, № 2, 1962.
- Багдасарян Г. П., Зограбян С. А. О времени формирования полиметаллического оруденения Ахтальского месторождения. ДАН Арм. ССР, т. XLV, № 1, 1967.
- Баласанян С. И. К вопросу о возрасте абиссальных и гипабиссальных пород Алавердского рудного района. ДАН Арм. ССР, т. XXII, № 2, 1956.
- Баласанян С. И. Интрузивный магматизм Сомхето-Кафанской зоны. Изд. Ер. гос. ун-та, Ереван, 1963.
- Барт Т. Теоретическая петрология. Изд. Иностр. лит., 1956.
- Белянкин Д. С., Петров В. П. Петрография Грузии. Изд. АН СССР, 1945.
- Бетехтин А. Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Сб. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях», Изд. АН СССР, 1953.
- Ван-Цзу-бан, Котляр В. Н. О гипогенных ангидрите и гипсе из Кафанского месторождения. Сб. научн. тр. МИЦМЗ, № 27, 1957.
- Варданянц Л. А. Горная Осетия в системе Центрального Кавказа. Тр. ЦНИГРИ, вып. 25, 1935.
- Варданянц Л. А. Тектоническая карта Кавказа (1:1.000.000). Объяснительная записка, Госгеолтехиздат, 1955.
- Вартапетян Б. С. К вопросу о генезисе колчеданного оруденения Армении. Советская геология, № 10, 1960.
- Вартапетян Б. С. Закономерности распределения медного оруденения на территории Армянской ССР. Изд. АН Арм. ССР, 1965.
- Вейц Б. И. О генетической связи оруденения Рудного Алтая с девонским вулканизмом. Изв. АН Казах. ССР, сер. геол., 17, 1953.
- Виноградов А. П. Средние содержания отдельных химических элементов в главных типах пород. Геохимия, № 7, 1962.
- Влодавец В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. Сб. «Проблемы вулканизма», Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Габриелян А. А. Севано-Зангезурский глубинный разлом и его геологическое значение. ДАН СССР, т. 106, № 3, 1956.
- Габриелян А. А. Новые данные по стратиграфии палеогена северо-восточного побережья оз. Севан. ДАН Арм. ССР, т. XXV, № 1, 1957.
- Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Кавказа. Геотектоника, № 3, 1966.
- Гилярова М. А. Шаровые лавы Суисарского района южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. Уч. зап. ЛГУ, 268, сер. геол. наук, вып. 10, 1959.

- Горишков Г. С. О глубине магматического очага Ключевского вулкана. ДАН СССР, т. 106, № 4, 1956.
- Горишков Г. С., Набоко С. И. Современный вулканизм Камчатско-Курильской дуги. Сб. «Проблемы вулканизма», Изд. АН Арм. ССР, 1959.
- Грушевой В. Г. Краткий очерк металлогении Закавказья. Проблемы советской геологии, 1935₁.
- Грушевой В. Г. Медные месторождения Алавердского района ССР Армении. Тр. ЦНИГРИ, вып. 31, 1935₂.
- Грушевой В. Г., Котляр В. Н. и др. О геологическом изучении Зангезурского рудоносного района. Разведка недр. № 5, 1935.
- Джрбашян 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.
- Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1948.
- Дзоценидзе Г. С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. Геотектоника, № 3, 1966.
- Дзоценидзе Г. С. О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых. Тр. II Всес. петрограф. совещания, Госгеолтехиздат, 1960.
- Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. Изд. «Недра», 1965.
- Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А. О некоторых общих особенностях вулканизма в металлогении Болгарии и Грузии. Докл. Карпато-Балканской геол. ассоциации, ч. III. Изд. Болгарск. АН, София, 1965.
- Димитров С. О развитии магматизма и размещении связанных с ним рудных месторождений Болгарии. Сб. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», Госгеолтехиздат, 1960.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.
- Заридзе Г. М., Татришвили Н. Ф. Магматизм Грузии и связанные с ним оруденения. Госгеолтехиздат, 1959.
- Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.
- Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его геологическое значение. В кн. «Вулканизм и геохимия его продуктов». Тр. Ин-та вулканологии АН СССР, т. 24, изд. «Наука», 1967.
- Иванов С. Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала. Тр. ГТИ УФАН СССР, вып. 43, 1959.
- Исаенко М. П. Диккит из Кафанского медно-колчеданного месторождения в Армении. Изв. вузов, геология и разведка, № 6, 1963.
- Казарян А. Г. О вторичных кварцитах Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XL, № 1, 1965.
- Казарян А. Г., Шехян Г. Г. К проблеме генезиса колчеданных месторождений Армянской ССР. ДАН Арм. ССР, т. XXXVII, № 1, 1963.

- Казарян Г. А. К вопросу происхождения плагиогранитов. Сб. «Вопросы минералогии и петрографии Армянской ССР», Изд. АН Арм. ССР, 1966.
- Казарян Г. А., Чибухчян З. О. Новые данные об абсолютном возрасте некоторых интрузивов плагиогранитного комплекса Малого Кавказа. ДАН Арм. ССР, т. XLII, № 1, 1966.
- Карамян К. А., Фарамазян А. С. К вопросу об ассоциации гипогенного ангидрита и гипса с сульфидами на примере месторождений Армянской ССР. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол., т. XII, № 6, 1959.
- Каишай М. А. О генетической связи месторождений колчеданных и некоторых медных и полиметаллических руд с кислыми магмами. Советская геология, № 50, 1956.
- Каишай М. А., Бабаев И. А. О шаровых лавах Азербайджана. Изв. АН Азерб. ССР, № 5, 1958.
- Керимов Г. И., Абдуллаев Р. Н. Мезозойский гранитоидный интрузивный комплекс Малого Кавказа и его металлогенические особенности (Азербайджан). Доклады советск. геологов на XXII МГК, изд. «Наука», 1964.
- Константинов С. В. Тип Алавердский и его изменения. Естеств. производ. силы России, т. IV, «Полезные ископаемые», вып. 7, 1918.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн. «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях», Изд. АН СССР, 1955.
- Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.
- Коржинский Д. С. Поведение воды при магматических и постмагматических процессах. Геология рудных месторождений, № 5, 1962.
- Костюк В. П. Мезо-кайнозойская магматическая деятельность в Карпатах. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук, Львов, 1960.
- Котляр В. Н. О формах связи оруденения с интрузивами магматических комплексов. Сб. научн. тр. МИЦМЗ, № 3, 1955.
- Котляр В. Н. О соотношении даек и оруденения в магматических комплексах. Сб. научн. тр. МИЦМЗ, геология и горное дело, № 28, 1958.
- Котляр В. Н. Экструзивы, эффузивы и оруденение. Изв. вузов, геология и разведка, № 9, 1960.
- Котляр В. Н. Об особенностях образования некоторых близповерхностных постмагматических месторождений. Изв. вузов, геология и разведка, № 1, 1961.
- Котляр В. Н. О рудоносных вулканических жерлах и их пространственном размещении. Зап. Всес. мин. общ., ч. ХСІ, вып. 4, 1962.
- Котляр В. Н. О типах месторождений, связанных с палеовулканизмом. Сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», изд. «Наука», 1964.

- Котляр В. Н. Проблема рудоносности вулканогенных формаций. Советская геология, № 11, 1967.
- Котляр В. Н., Додин А. Л. Зангезурское рудное поле, его структура, ору-
— денение и генезис. Цветные металлы, № 7, 1937.
- Кузнецов Ю. А. Порфиновые интрузии северо-западного Алтая и их фа-
— циальность. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1951.
- Лебедев А. П. Юрская вулканогенная формация Центрального Кавказа.
— Тр. ИГН АН СССР, вып. 113, 1950.
- Лебедев А. П., Малхасян Э. Г. О юрских кварцевых плагнопорфирах Ар-
— мении и о некоторых вопросах генезиса кислых эффузивов вообще.
— Сб. «Вулканизм Камчатки и некоторых других районов СССР». Изд.
— АН СССР, 1963.
- Лебедев А. П., Малхасян Э. Г. Юрский вулканизм Армении. Изд. «Наука»,
— 1965.
- Лебединский В. И., Макаров Н. М. Вулканизм горного Крыма. Изд. АН
— УССР, Киев, 1962.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Дьяконова-Савельева Е. Н. Вулканическая груп-
— па Карадага в Крыму. Тр. Петрограф. ин-та АН СССР, вып. 5, 1933.
- Лейе Ю. А. Некоторые результаты спектрального анализа рудовмещаю-
— щих пород Кафанского медно-полиметаллического месторождения.
— Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XI, № 2, 1958.
- 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. ДАН
— Арм. ССР, т. XXXVI, № 3, 1963.
- Леонтьев Л. Н. Тектоническое строение и история геотектонического раз-
— вития Малого Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 24, вып. 4, 1949.
- Леонтьев Л. Н., Хаин В. Е. К истории складкообразования и интрузивной
— деятельности на Малом Кавказе. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1951.
- Ломизе М. Г. Сравнительная характеристика начального (инициального)
— вулканизма восточных Карпат и Большого Кавказа. Докл. Карпато-
— Балканской геологической ассоциации VII конгресса, ч. III, Изд.
— Болгарск. АН, София, 1965.
- Ломизе М. Г. Мезозойский вулканизм Советских Карпат. Бюлл. МОИП,
— отд. геол., № 5, 1966.
- Магакьян И. Г. Основные черты металлогении Армении. Советская геоло-
— гия, № 7, 1959.
- Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Взаимосвязь структуры, магматизма и ме-
— таллогении на примере Малого Кавказа. Изв. АН Арм. ССР, сер.
— геол. и геогр. наук, № 4, 1957.
- Магакьян И. Г., Мкртчян С. С. Генетическая связь оруденения с магма-
— тизмом (на примере Малого Кавказа). Сб. «Магматизм и связь с ним
— полезных ископаемых», Госгеолтехиздат, 1960.
- Магакьян И. Г., Котляр В. Н., Хачатурян Э. А. Месторождения субвулка-

- нического происхождения в Армянской ССР и их поисковые признаки. Материалы совещания «Рудность вулканогенных формаций», изд. «Недра», 1965.
- Малхасян Э. Г. Данные об абсолютном возрасте Цавского интрузива. ДАН Арм. ССР, т. XXV, № 4, 1957₁.
- Малхасян Э. Г. Основные петрохимические особенности мезозойского вулканического цикла Кафанского рудного района. Тр. Арм. геол. упр., № 1, 1957₂.
- Малхасян Э. Г. Низкотемпературный дипирамидальный кварц из барабатурмской серии порфириров Кафанского района, Зап. Арм. отд. ВМО, № 1, 1959.
- Малхасян Э. Г. Основные черты юрского вулканизма Армении. Вопросы вулканизма. Изд. АН СССР, 1962₁.
- Малхасян Э. Г. Лалварский дюмортьерит. ДАН Арм. ССР, т. XXXIV, № 1, 1962₂.
- Малхасян Э. Г. Развитие вулканической деятельности и основные петрохимические особенности вулканогенных образований Алавердского рудного района. Сб. «Вопросы геологии Кавказа», Изд. АН Арм. ССР, 1964.
- Малхасян Э. Г. О генезисе и возрасте древнего метаморфического субстрата Центральной части Малого Кавказа. Советская геология, № 1, 1965.
- Малхасян Э. Г. Постмагматические процессы юрского вулканического цикла Малого Кавказа. Сб. «Современный вулканизм», изд. «Наука», 1966.
- Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. Рудовмещающие породы Кафанского рудного района в Южной Армении. Изд. Кавк. НТО Цветн. металлургии, Ереван, 1956.
- Малхасян Э. Г., Лейе Ю. А. Значение туфоосадочных толщ в понимании геологии и структуры Кафанского рудного района. Научн. техн. сбор. ГНТК, № 2, сер. геол., горное дело, металлургия, 1961.
- Малхасян Э. Г., Чернышов Н. М. Значение миндалин для выяснения природы и строения лавовых потоков. ДАН Арм. ССР, т. XXXIX, № 5, 1964.
- Мандалян Р. А., Чолахян Л. С. О шаровых лавах из верхнеюрских отложений территории междуречья рр. Агстев и Тавуш. ДАН Арм. ССР, т. XXXVIII, № 3, 1964.
- Маслов В. П. Ископаемые известковые водоросли СССР. Труды ИГН АН СССР, вып. 160, 1956.
- Меликсетян Б. М. Акцессорные минералы в породах Мегринского плутона. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, т. XIII, №2, 1960.
- Мелконян Р. Л. О взаимоотношении эффузивного и интрузивного магматизма. Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, т. XIX, № 1—2, 1966.
- Милановский Е. Е. Некоторые основные вопросы истории тектонического развития Малого Кавказа. Тр. совещания по тектонике альпийской геосинклинальной области Юга СССР. Изд. АН Азерб. ССР, 1956.

- Милановский Е. Е. Орогенный вулканизм и тектоника Кавказа. Геотектоника, № 3, 1966.
- Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд. МГУ, 1963.
- Мкртчян С. С. К проблеме поисков скрытых колчеданных и медно-молибденовых рудных тел на Малом Кавказе. Геология рудных месторождений, № 4, 1960.
- Морозов Н. А. Алавердское месторождение медных руд в Закавказье, его породы, генезис. Изв. СПб Полит. ин-та, XVII, 1913.
- Муратов М. В. Основные этапы тектонического развития Карпато-Балкано-Кавказской складчатой области. Материалы V съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Изд. АН Укр. ССР, Киев, 1962.
- Набоко С. И. Извержения Билукая, побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 г. Тр. Лабор. вулканологии и Камчатской вулканологической станции, вып. 5, 1947.
- Набоко С. И. Современные гидротермальные процессы и метаморфизм вулканических пород. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд. АН СССР, 1963.
- Назаров Ю. И. Особенности формирования месторождений медно-колчеданной формации Южной Грузии. Изд. «Недра», 1966.
- Наковник Н. И. Вторичные кварциты. Сб. «Измененные околорудные породы и их поисковое значение», Госгеолтехиздат, 1954.
- Наковник Н. И. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. ЗВМО, вторая серия, ч. 83, вып. 2, 1954.
- Наковник Н. И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. ЗВМО, вторая серия, ч. 87, 1958.
- Николаев В. А. К вопросу о генезисе гидротермальных растворов и этапах глубинного магматического процесса. Сб. «Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях», Изд. АН СССР, 1953.
- Овчинников А. М. О гидрогеологическом изучении гидротермальных процессов. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.
- Паффенгольц К. Н. Чирагидзор. Материалы по общ. и прикл. геологии, вып. 102, 1928.
- Паффенгольц К. Н. Кедабек. Тр. ВГРО, вып. 218, 1932.
- Паффенгольц К. Н. Армутлы-Кульп. Геологический очерк междуречья среднего и нижнего течения рр. Акстафа-чай и Дебед-чай. Тр. ВГРО, вып. 353, 1934.
- Паффенгольц К. Н. Геология Армении и прилегающих частей Малого Кавказа. Изд. АН Арм. ССР (на арм. яз.), 1946.
- Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Изд. АН Арм. ССР, 1959.

- Пийп Б. И.* Особенности извержения Кючевской сопки. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 13, 1958.
- Ренгартен В. П.* Геологический очерк района Военно-Грузинской дороги. Тр. Всес. геол.-разв. объедин., вып. 148, 1932.
- Ренгартен В. П.* Тектоника армянской зоны. Геология СССР, т. X, ч. I, 1941.
- Саакян П. С.* О рудообразующих флюидах и растворах. Материалы XXI сессии МГК. Генетические проблемы руд, Госгеолтехиздат, 1960.
- Саркисян Г. А., Налбандян Э. М.* К вопросу о соотношении процессов пропититизации и региональных зеленокаменных изменений в юрской вулканогенной формации Кафанского рудного поля. Изв. АН Арм. ССР, сер. Науки о Земле, т. XX, № 4, 1967.
- Славин В. И., Хаин В. Е.* Основные закономерности тектонического развития Карпато-Балканской и Крымско-Кавказской геосинклинальных областей. Материалы V съезда Карпато-Балканской геологической ассоциации. Изд. АН Укр. ССР, Киев, 1962.
- Соболев В. С., Фишкин М. Ю.* Метасоматическая зональность и процессы образования алунита. Минералог. сборн. Львовск. геол. об-ва, № 7, 1953.
- Соловкин А. Н.* Интрузии и интрузивные циклы Азербайджанской ССР. Изд. Азерб. ФАН СССР, 1939.
- Соловкин А. Н.* Кислые интрузии юго-восточной части Малого Кавказа. Геология Азербайджана. Петрография. Изд. АН Азерб. ССР, 1952.
- Схиртладзе Н. И.* Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1958.
- Тазиев Г.* Вулканы. Изд. ИЛ, 1963.
- Твалчрелидзе Г. А.* Основные черты эндогенной металлогении Грузии. Госгеолтехиздат, 1958.
- Трюмпи Р.* Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. Сб. «Тектоника Альпийской области», изд. «Мир», М., 1965.
- Успенский Н. С.* Колчеданные месторождения кедабекского типа и их разведка. Уральский техник, № 1, 1910.
- Устиев Е. К.* К вопросу о номенклатуре эффузивных горных пород. Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1959.
- Устиев Е. К.* Аникийский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма северо-востока СССР. Госгеолтехиздат, 1961.
- Фаворская М. А.* Верхнемеловой и кайнозойский магматизм восточного склона Сихотэ-Алиня. Тр. ИГЕМ, вып. 7, Изд. АН СССР, 1956.
- Хаин В. Е.* Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. Советская геология, сб. 39, 1949.
- Хачатурян Э. А.* Некоторые особенности колчеданного оруденения Армении. Изв. АН Арм. ССР, сер. геол. и геогр. наук, № 4, 1959.
- Хитаров Н. И.* Вопросы формирования гидротермальных растворов. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.
- Хитаров Н. И., Лебедев С. Б.* и др. Сравнительная характеристика раст-

- воримости воды в базальтовом и гранитном расплавах. Геохимия, № 5, 1959.
- Цамерян П. П., Аванесян С. И. О возрасте метаморфических сланцев северного склона хребта Мургуз (Армения). Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1949.
- Циссарц А. Полезные ископаемые Югославии. Изд. ИЛ, 1958.
- Чернышов Н. М., Шрамкова Г. В. О находке переотложенного верхнедевонского комплекса спор в юрских отложениях Алавердского района. Изв. АН Арм. ССР, геол. и геогр. науки, т. XVI, № 4—5, 1963.
- Эрн, А. Отчет об исследовании Катар-Кавартского месторождения медных руд Зангезурского уезда Елисаветопольской губернии. Мат. для геологии Кавказа, кн. 9, сер. 111, 1910.
- Шилин Д. М., Иванова В. П. Хлоритсодержащие породы. Сб. «Измененные околорудные породы и их промышленное значение», Госгеолтехиздат, 1954.
- Шихалибейли Э. Ш. Тектоника Севано-Акеринского синклинория в пределах Азербайджана. Тр. Совещания альпийской геосинклинальной области юга СССР, Изв. АН Азерб. ССР, 1956.
- Шихалибейли Э. Ш. Особенности тектонического развития восточной части Малого Кавказа. Сб. «Гималайский и Альпийский орогенез». Докл. советских геологов на XXII сессии МГК, изд. «Недра», 1964.
- Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Состав акцессорного титаномагнетита в различных генетических типах гранитоидов Урала. ДАН СССР, т. 139, № 5, 1961.
- Brinkmann R. Einige geologische Leitlinien von Anatolien. *Geologica et Palaeontologica*, 2, Marburg, 1938.
- Engel G. G., Engel A. E. Composition of basalt cored in monole project Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists. Vol. 45, No 11, 1961.
- Szàdeczky-Kardoss E. A genetical system of igneous rocks. Report of the XXI Session, Norden, Part XIII, Petrographic, provinces, igneous and metamorphic rocks, Copenhagen, 1960.

Введение	5
Глава I. Структурное положение и геологическое строение юрско- го вулканизма Армении	7
Глава II. Основные закономерности развития юрского вулканизма Армянской части Сомхето-Карабахской зоны	24
Глава III. Типы вулканических извержений и фациальное положе- ние вулканических образований	40
Глава IV. Петрохимические и петрогенетические особенности юр- ских вулканогенных образований Армении	54
Глава V. Геохимические особенности юрских вулканогенных об- разований Армении	86
Глава VI. Постмагматический метаморфизм юрских вулканоген- ных образований Армении	98
Глава VII. Роль юрского вулканизма в металлогении Армении	121
Глава VIII. Положение юрского вулканизма Армении в истории развития юрских геосинклиналей альпийского пояса Карпа- то-Крымско-Кавказской области	143
Заключение	156
Литература	162

ЭДУАРД ГУРГЕНОВИЧ МАЛХАСЯН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И ВУЛКАНИЗМ АРМЕНИИ В
ЮРСКИЙ ПЕРИОД

*Печатается по решению ученого совета
Института геологических наук
АН Армянской ССР*

Отв. редактор *К. Н. Паффенгольц*

Редактор издательства *Ж. В. Налчаджян*
Худож. оформл. *Л. С. Игитяна*
Технич. редактор *С. К. Закарян*
Корректор *В. Т. Симеян*

ВФ 03524

Изд. 4066

Заказ 640

Тираж 700

Сдано в набор 1/X 1974 г. Подписано к печати 27/II 1975 г.
печ. л. 10,75+6 вкл., изд. 10,4 л., бумага № 1, 60×90^{1/16} Цена 1 р. 55 к.

Издательство АН Армянской ССР, Ереван—19, Барекамутян, 24
Типография Издательства Академии наук Армянской ССР, г. Эчмиадзин

Цена 1 р. 55 коп.



1246